



**GUIA
EXCURSÃO DE CAMPO**

**EVOLUÇÃO E ESTRUTURA
DA ZONA DE CISALHAMENTO DÚCTIL MALPICA-LAMEGO**

VIII CONGRESSO NACIONAL DE GEOLOGIA
15 - 16 JULHO 2010

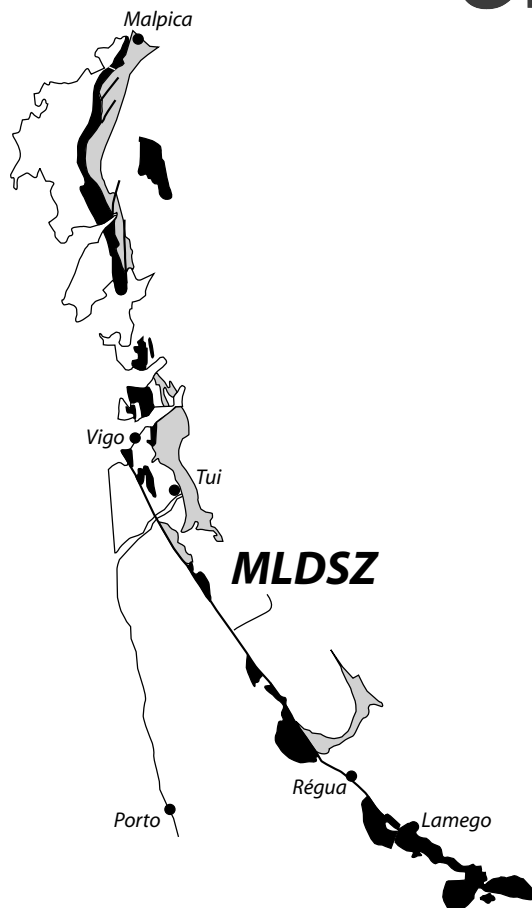


Universidade do Minho
Escola de Ciências
Departamento de Ciências da Terra



Grupo de Geologia
Estrutural e Tectónica

Sociedade
Geológica de Portugal



**GUIA
EXCURSÃO DE CAMPO**

**EVOLUÇÃO E ESTRUTURA
DA ZONA DE CISALHAMENTO DÚCTIL MALPICA-LAMEGO**

VIII CONGRESSO NACIONAL DE GEOLOGIA
15 - 16 JULHO 2010

Título: Evolução e Estrutura da Zona de Cisalhamento Dúctil Malpica-Lamego: Livro Guia da Excursão pós-congresso.

Autores: Castro P., Coke C., Ferreira N., Llana-Fúnez S., Pamplona J., Pereira E., Pimenta P., Rodrigues B.C., Rodrigues J.

Editores: Rodrigues B. C., Pamplona J.

Capa: Esquema da Zona de Cisalhamento de Malpica-Lamego (adaptado de Llana-Fúnez e Marcos, 2001)

ISBN: 000-000-00-0000-0

Julho de 2010

Recomenda-se que este guia seja citado da seguinte forma:

Livro Guia

Castro P., Coke C., Ferreira N., Llana-Fúnez S., Pamplona J., Pereira E., Pimenta P., Rodrigues B.C., Rodrigues J. (2010). Evolução e Estrutura da Zona de Cisalhamento Dúctil Malpica-Lamego: Livro Guia da Excursão pós-congresso. Rodrigues B.C. e Pamplona J. (Eds), VIII Congresso Nacional de Geologia, Braga, xxx p.

Paragem do Livro Guia

Llana-Fúnez S. (2010). Paragem 1: Praia de Seaia. In: Evolução e Estrutura da Zona de Cisalhamento Dúctil Malpica-Lamego. Livro Guia da Excursão pós-congresso, Rodrigues B.C. e Pamplona J. (eds), VIII Congresso Nacional de Geologia, Braga, pp. xx-xx.

VIII CONGRESSO NACIONAL DE GEOLOGIA, BRAGA, 2010

EXCURSÃO DE CAMPO PÓS-CONGRESSO

EVOLUÇÃO E ESTRUTURA DA ZONA DE CISALHAMENTO DÚCTIL MALPICA-LAMEGO

ORGANIZAÇÃO DA EXCURSÃO

Benedito Calejo Rodrigues – Centro de Geologia da Universidade do Porto

Jorge Pamplona – Centro de Investigação Geológica, Ordenamento e Valorização de Recursos e Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho

Sergio Llana-Fúnez – Departamento de Geologia da Universidade de Oviedo

RESPONSÁVEIS PELAS PARAGENS DE CAMPO

(nomes indicados pela sequência das paragens)

Sergio Llana-Fúnez – Departamento de Geologia da Universidade de Oviedo

Benedito Calejo Rodrigues – Centro de Geologia da Universidade do Porto

Pedro Pimenta – Centro de Geologia da Universidade do Porto, Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho

Narciso Ferreira – Laboratório Nacional de Energia e Geologia – Departamento de Cartografia e Geologia, S. Mamede de Infesta

Carlos Coke – Departamento de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro

Eurico Pereira – Laboratório Nacional de Energia e Geologia – Departamento de Cartografia e Geologia, S. Mamede de Infesta

Em memória de

JOSÉ FERNANDO MONTEIRO

***Colega e Amigo, exemplo de saber e
dedicação à Geologia***

INDICE GERAL

1. A excursão à Zona de Cisalhamento Dúctil Malpica-Lamego	6
2. Itinerário	7
3. Programa da excursão	9
4. Enquadramento geológico regional	11
5. Paragens	
5.1. Paragem 1: Praia de Seraia, Malpica	14
(<i>S. Llana-Fúnez</i>)	
5.2. Paragem 2: Praia de Xeiruga, Malpica	18
(<i>S. Llana-Fúnez</i>)	
5.3. Paragem 3 (extra): Praia dos Rias e Punta Chan do Raso	20
(<i>S. Llana-Fúnez</i>)	
5.4. Paragem 4: Salgosa, Vila Nova de Cerveira	23
(<i>B.C. Rodrigues</i>)	
5.5. Paragem 5: Sameiro, Braga	30
(<i>P. Pimenta; N. Ferreira</i>)	
5.6 . Paragem 6 e 6A: Mesão Frio	35
(<i>C. Coke</i>)	
5.7. Paragem 7: Penajóia, Lamego	41
(<i>C. Coke</i>)	
5.8. Paragem 8 (extra): Barragem de Vilar, Moimenta da Beira	44
(<i>P. Pimenta, N. Ferreira</i>)	
5.9. Paragem 9 (extra): Minas de ouro, Penedono	50
(<i>N. Ferreira, E. Pereira, P. Castro, J. Rodrigues</i>)	
6. Referências	61

1. A excursão à Zona de Cisalhamento Dúctil Malpica-Lamego

A realização sequencial do Simpósio do GGET (Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica) e da presente excursão nasceu da ideia de aproveitar o VIII Congresso Nacional de Geologia para fazer uma avaliação a diferentes níveis do que se conhece relativamente às zonas de cisalhamento dúctil variscas e, em particular à zona de cisalhamento dúctil de Malpica-Lamego (ZCDML).

Esta excursão de campo pretende dar uma visão global da ZCDML, desde o extremo Norte em Malpica, Espanha, até à sua terminação Sul em Lamego, permitindo, assim, uma aproximação entre o conhecimento adquirido na Malpica-Tui da Galiza e na Vigo-Régua.

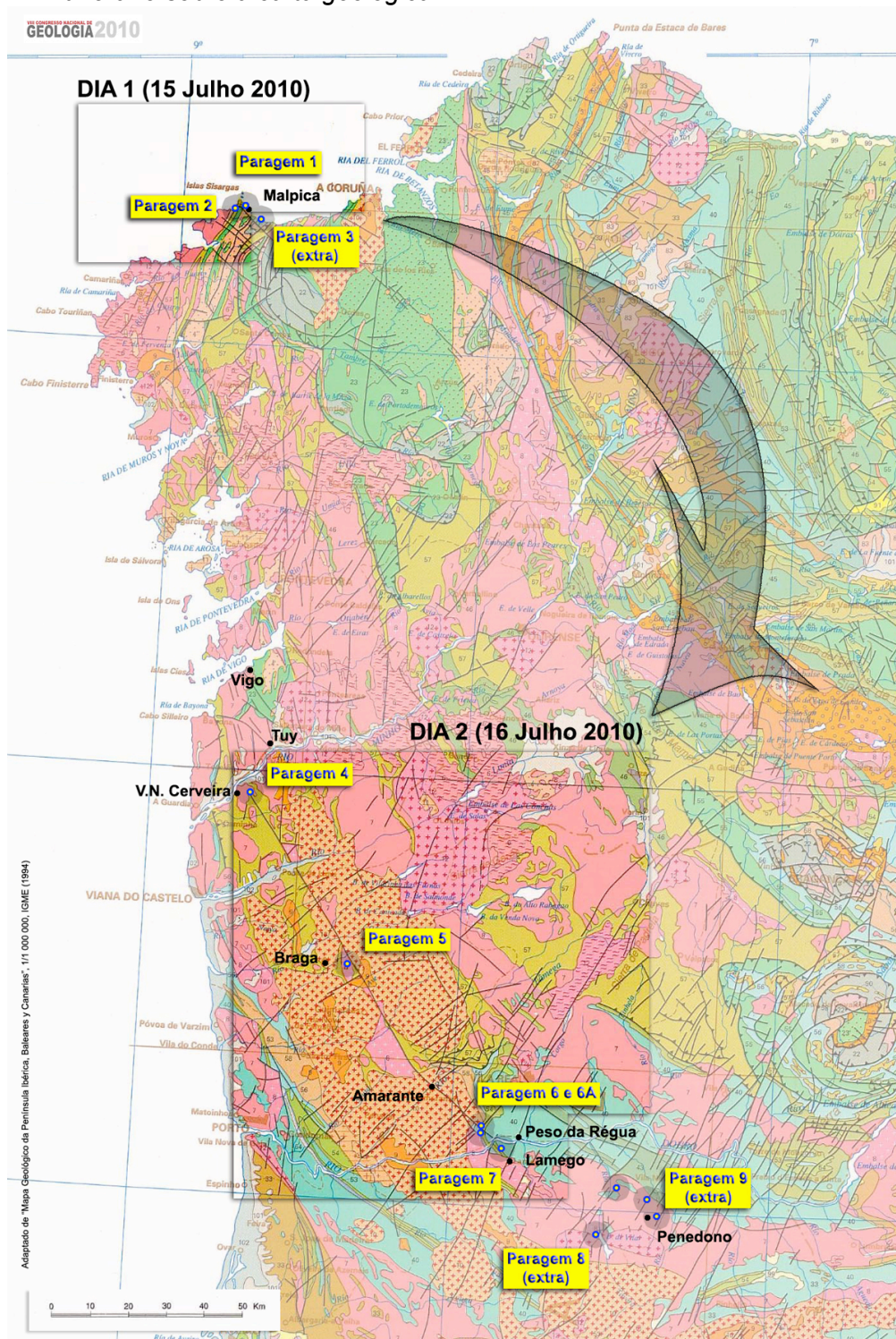
Para dar prossecução a esta finalidade juntaram-se investigadores, de Portugal e Espanha, que desenvolvem ou tenham desenvolvido trabalho ao longo e na envolvimento deste lineamento. A primeira intenção foi reunir um conjunto de trabalhos sobre esta estrutura que estavam dispersos por diferentes publicações e, em simultâneo, tentar recuperar trabalhos que eventualmente estivessem iniciados, mas, por este ou aquele motivo estavam suspensos, e que necessitavam de um pequeno impulso para virem a lume. Por fim, ao apresentar longitudinalmente esta importante estrutura, tentar promover a reavaliação de metodologias e interpretações desafiando, assim, a realização de novas investigações que conduzam ao aperfeiçoamento dos modelos existentes, dando-lhes coerência global.

Nesta excursão pretende-se mostrar, a partir abordagens distintas, a cinemática, ou as cinemáticas, em sectores com características geológicas nem sempre uniformes; a cronologia da movimentação ao longo da zona de cisalhamento; e as condições termobarométricas prevalecentes durante a deformação. Desta forma, em sectores (correspondendo a uma ou mais paragens) seleccionados serão observados e discutidos aspectos petrológicos metamórficos, litoestratigráficos e estruturais associados ao funcionamento polifásico da ZCDML.

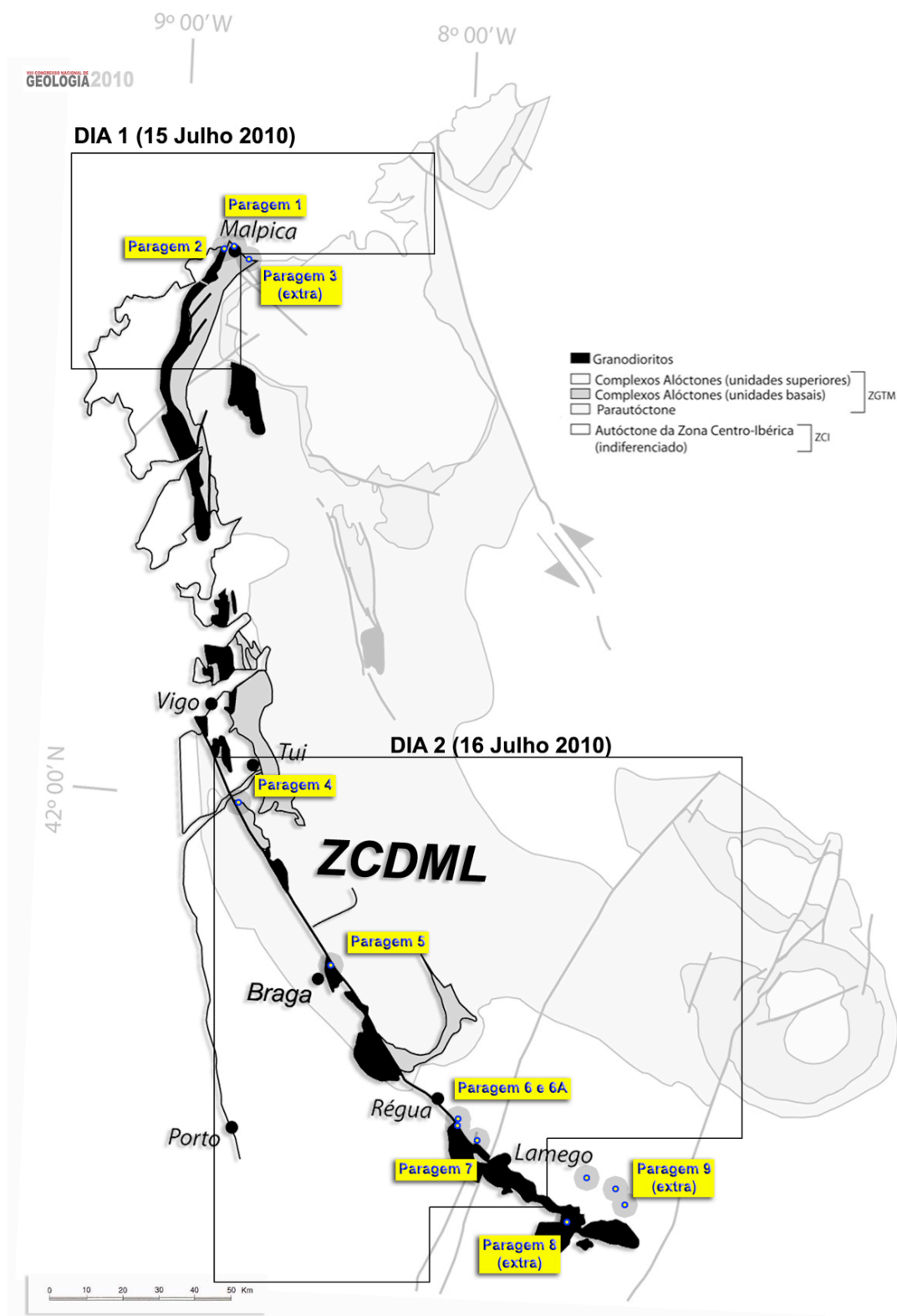
O presente guia constitui uma base de trabalho que, dada a diversidade de “escolas” envolvidas, poderá servir para mostrar quais os caminhos a trilhar para o conhecimento e compreensão desta estrutura ou de outras análogas.

2. Itinerário

2.1. Itinerário sobre a carta geológica



2.2. Itinerário sobre representação esquemática da ZCDML



3. Programa da Excursão

3.1. Programa da Excursão: Dia 1 – 15 de Julho de 2010

Data e hora	Paragem/percurso	Tema/Responsável	Pág. do Livro Guia
15-Julho, 7:30	Braga – Malpica		
15-Julho, 11:00	Paragem 1: Praia de Seaia, Malpica	Corte transversal no extremo norte da ZCDML, iniciando-se no “footwall” (unidade Malpica-Tui) e terminando próximo do “hangingwall” (gnaisses ocelados). Sergio Llana-Fúnez	p. 14
15-Julho, 15:00	Paragem 2 (2.1 e 2.2.): Praia de Xeiruga, Malpica	Relação entre os granodioritos e os micaxistos no núcleo da zona de deformação. Sergio Llana-Fúnez	p. 18
	Paragem extra 3 (extra): Praias dos Rias e Punta Chan do Raso, Malpica	Estruturas com cinemática contemporâneas da zona de cisalhamento principal (direita) e mineralizações associadas Sergio Llana-Fúnez	p. 20
15-Julho, 18:00	Malpica – Valença		

3.2. Programa da Excursão: Dia 2 – 16 de Julho de 2010

Data e hora	Paragem/percurso	Tema/Responsável	Pág. do Livro Guia
16-Julho, 7:15	Valença – Vila Nova Cerveira		
16-Julho, 8:00	Paragem 4: Salgosa, V. N. Cerveira	Cinemática da zona de cisalhamento baseada na “boudinage” Benedito Calejo Rodrigues	p. 23
16-Julho, 9:00	Vila Nova Cerveira – Braga		
16-Julho, 10:30	Paragem 5: Sameiro, Braga	Estruturação interna do granodiorito e relação com a ZCDML Pedro Pimenta, Narciso Ferreira	p. 30
16-Julho, 11:30	Braga – Mesão Frio		
16-Julho, 13:00	Paragem 6 e 6A: Mesão Frio	Estruturas de deformação desenvolvidas no autóctone da ZCI associadas ao funcionamento da ZCDML Carlos Coke	p. 35
16-Julho, 14:30	Mesão Frio – Lamego		
16-Julho, 15:30	Paragem 7: Penajóia, Lamego	Contacto entre o Ordovícico e o Câmbrico e estruturas relacionadas com a deformação da ZCDML Carlos Coke	p. 41
16-Julho, 17:00	Lamego – Braga		
	Paragem 8 (extra): Barragem de Vilar, Moimenta da Beira	Estruturação interna do granodiorito instalado na zona de terminação da ZCDML Pedro Pimenta e Narciso Ferreira	p. 44
	Paragem 9 (extra): Minas de ouro, Penedono	Mineralizações controladas por estruturas secundárias associadas à terminação da ZCDML Narciso Pereira, Eurico Pereira, Paulo Castro, José Feliciano Rodrigues	p. 50

4. Enquadramento geológico regional – uma visão global

B. Calejo Rodrigues; J. Pamplona; S. Llana-Fúnez

A zona de cisalhamento dúctil Malpica-Lamego (ZCDML) tem a extensão de 275 km com uma orientação média NW-SE paralela à direcção da Cadeia Varisca do NW da Península Ibérica (Fig. 4.1).

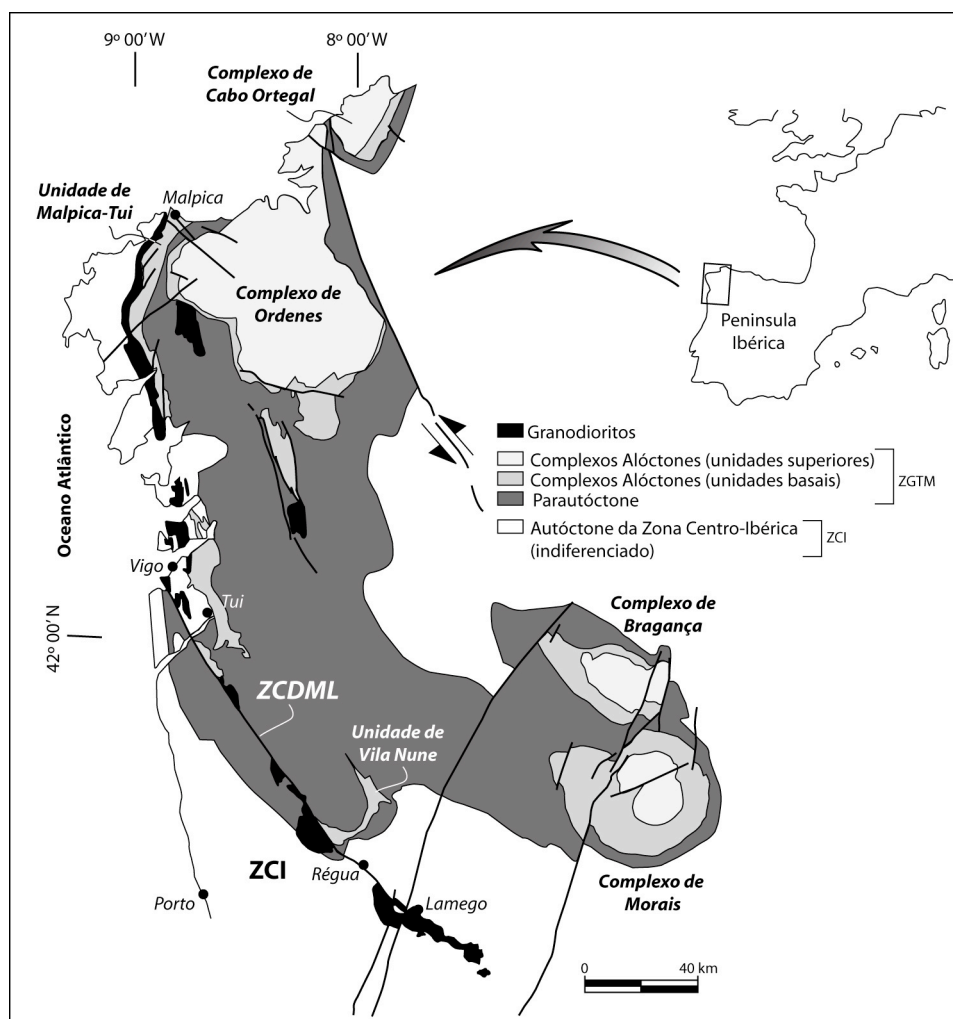


Figura 4.1 – Mapa esquemático da Cadeia Varisca do NW da Península Ibérica. ZCI – Zona Centro-Ibérica; ZGTM – Zona de Galiza-Trás-os-Montes. Adaptado de Ribeiro et al. (1990) e Llana-Fúnez and Marcos (2001).

Esta estrutura crustal foi previamente descrita em termos de dois segmentos que têm correspondência em cisalhamentos direccionais: zona de cisalhamento Malpica-Vigo (Iglesias e Choukroune, 1980; Iglesias e Ribeiro, 1981), na parte Norte, e zona de cisalhamento dúctil Vigo-Régua, na parte Sul (Ferreira et al., 1987).

A cinemática no segmento Norte está bem caracterizada por movimentação multifásica (Llana-Fúnez and Marcos, 2001). Esta inicia-se por um movimento “dip-

slip” duma falha inversa datada no intervalo 365-315 Ma (Rodriguez, 2005), contemporânea do período tangencial ou de transporte dos mantos (segunda fase de deformação regional Varisca da ZCI - D2). Uma segunda movimentação de cinemática dextra, correspondente a um episódio no intervalo 300-310 Ma (Rodriguez, 2005), relacionado com um estilo deformacional intracontinental sub-vertical, i.e., com a tectónica posterior à instalação dos mantos que resultou da colisão continente-continente (terceira fase de deformação regional Varisca da ZCI – D3).

No segmento Sul é identificada uma movimentação direccionada (e.g., Fernandes, 1961; Ferreira et al. 1987; Pereira et al. 1993; Coke et al. 2000) com uma interpretação cinemática multifásica: sinestróica em D1 e D2 (370-310/315 Ma) e dextróica na D3 (310/315-300 Ma). Contudo, Holtz (1987) identifica um evento cavalgante, em D1 seguido por um episódio que altera a vergência estrutural, antes do evento desligante sinestróico (D3) e Gomes (1984) descreve-a, em D3, como sendo inicialmente direita, e posteriormente funcionando como esquerda.

O nível actual de erosão mostra estruturas características de uma zona de cisalhamento, geradas no Paleozóico Médio, estando expostos níveis estruturais meso-crustais. A zona de cisalhamento tem uma foliação penetrativa subvertical ou inclinada para Oeste e uma lineação de estiramento sub-horizontal.

As unidades do tecto (a Oeste) que contactam com a ZCDML, pertencem ao parautoctone da Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM) da Cadeia Varisca Ibérica.

As rochas do muro, da parte Norte da ZGTM, pertencem aos complexos alóctones da unidade de Malpica-Tui (UMT), enquanto que na parte Sul a zona de cisalhamento desenvolve-se ao longo das sequências parautoctones e alóctones da ZCI e das rochas graníticas relacionadas, aparentemente sem uma hiato estrutural entre os dois blocos.

As rochas granodioríticas porfiróides, cuja instalação foi estruturalmente controlada por esta anisotropia estrutural, definem o padrão da zona de cisalhamento, particularmente na sua terminação Sul.

As condições de P-T vigentes durante a deformação que caracteriza a zona de cisalhamento estão condicionadas pela evolução termo-barométrica das rochas metamórficas da ZCDML. No segmento Norte, após um episódio exumativo dos complexos alóctones da unidade de Malpica-Tui, a deformação processou-se em condições de metamorfismo de xistos-verdes (eventos M4-D3 de Rodríguez, 2005). No segmento Sul, na envolvente próxima da zona de cisalhamento, verifica-se a

existência de um padrão regular de condições de baixa pressão (~0.4GPa) e alta temperatura (~550°C) compatível com uma paragénesis de silimanite depois de andalusite (Fig. 4.2).

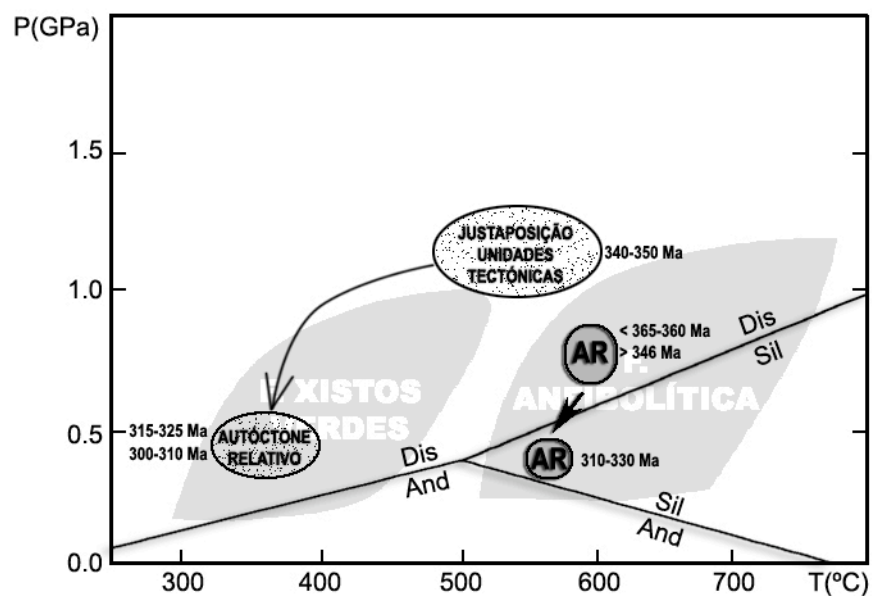


Figura 4.2 – Grelha petrogenética para o encaixante metamórfico da ZCDML, individualizando a trajectória termo-barométrica do segmento Norte (adaptado de Llana-Fúnez, 2001; Rodriguez (2005). AR – autóctone relativo.

5. Paragens

5.1. Paragem 1: Praia de Seraia, Malpica

S. Llana-Fúnez

Stop key-points

The aim of the stop at the Seaia beach is to walk across the deformation zone associated to the MLL, starting in the footwall, the Malpica-Tui unit, and finishing close to the hangingwall (the glandular gneisses).

Geographical setting

We leave Malpica on the AC-4307 towards Ponteceso. In the town of Seaia we turn right following the signs to the school, the capilla de San Andrés and the picnic area at the top of the hill. If going by bus, we park once we reach the school. If going by car we turn right towards the car park by the beach (to our right). The car park is only a few hundred metres away from the school.

Low tide is predicted at 14:30 for the 16th July 2010.

Geological setting

The coast line around Malpica is the northernmost exposure of the MLL and perhaps the best to observe deformation structures associated with the activity of this major crustal-scale shear zone because exposure is nearly continuous. Due to late NW directed faults, two sections through the MLL deformation zone are seen, in the Seaia beach (stop 1) and in the Xeiruga beach (stop 2.1 and 2.2) (Fig. 5.1). In less than a kilometre across the deformation zone we go from the footwall (here, the Malpica-Tui unit) to the hangingwall of the shear zone (here, the autochthonous of the complexes).

The MLL is defined along much of its length in the Spanish segment by subvertical and highly deformed schists, on map view not exceeding in general the km in width. In the case of the Seaia beach, the transit occurs within hundreds of metres and it fairly well exposed (Fig. 5.2). The core of the shear zone in the Seaia beach, west of Malpica, is defined by phyllonites and strongly deformed schists and paragneisses (Fig. 5.3, 5.4, 5.5).

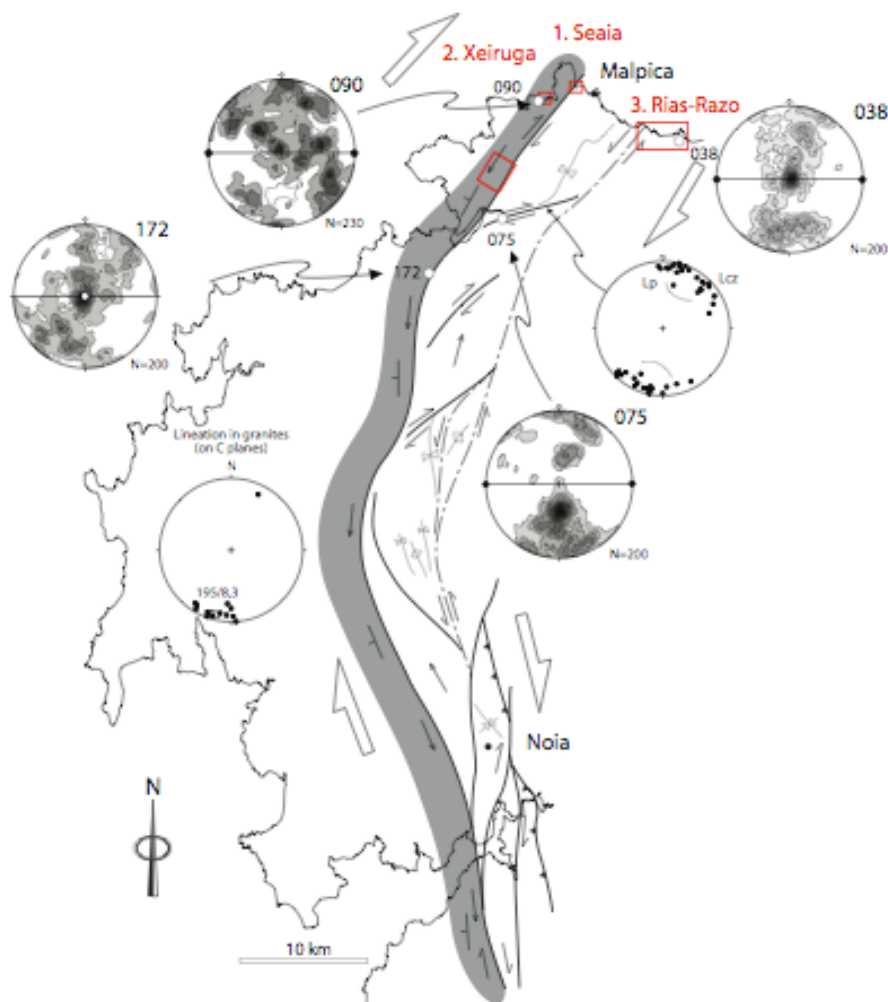


Figure 5.1. Sketch of structures associated to the MLL in northern Spain. Boxes in red indicate the location of stops in this trip. Points in the stereonets show the trend of mineral lineation in granites (left) and in oblique shear zones (right). Contoured stereonets show distribution of c-axis in quartz from samples in the MLL (090 and 172) or associated to MLL structures (075). Sketch map is taken from Llana-Fúnez 2001.

On the eastern side of the beach, metasediments from the basal units, belonging to the Malpica-Tui unit, are exposed (Llana-Fúnez & Marcos 2002). These are albite-rich quartz-feldspathic paragneisses. Significant amount of albite blasts enclose a mineral assemblage that in other similar units of the allochthonous complexes of NW Iberia indicate equilibrium conditions at high pressure and low temperature (Arenas et al. 1995, Martínez-Catalán et al. 1996).

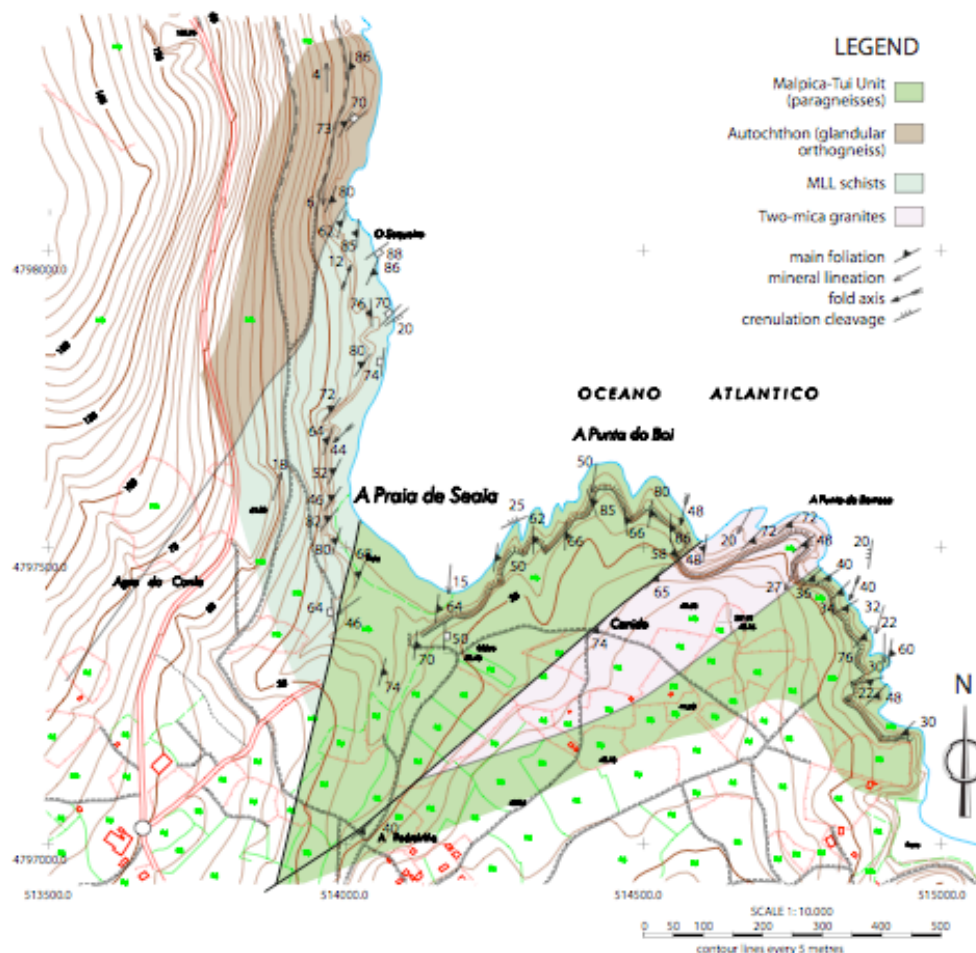
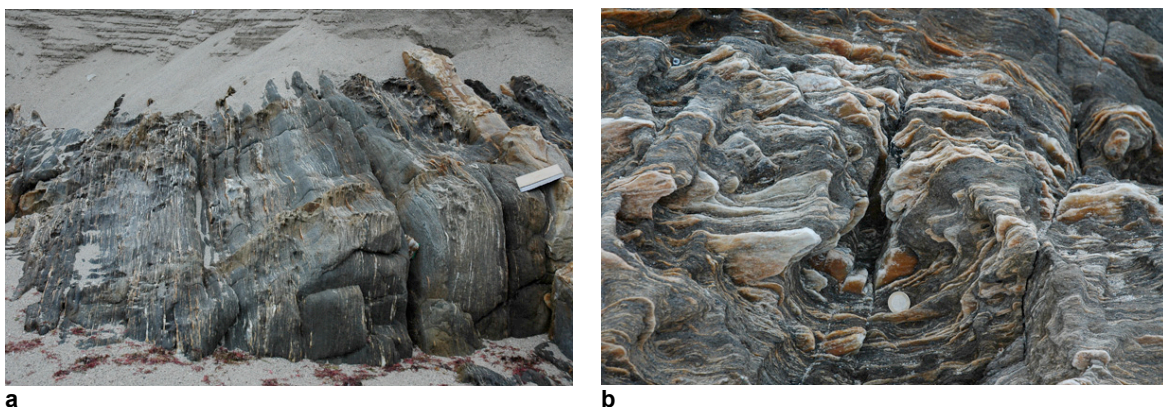


Figure 5.2. Geological map of the coastline around Seaia beach.

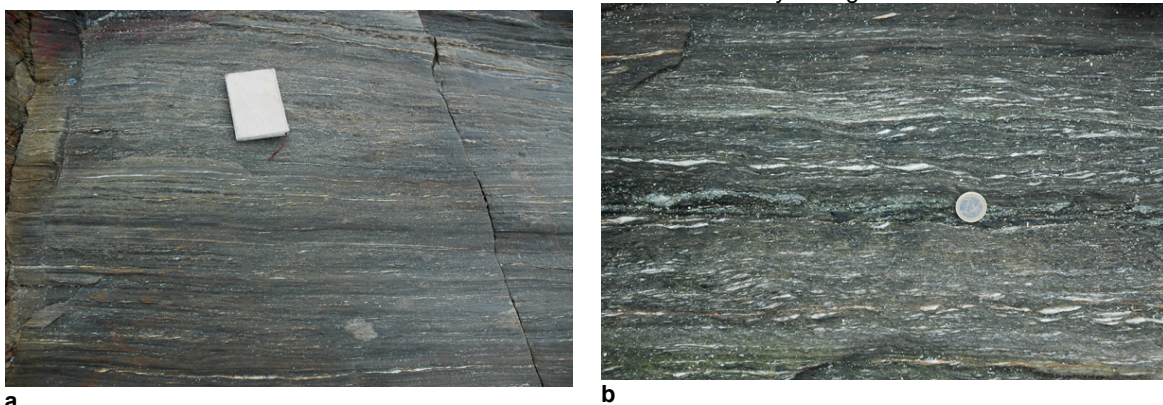
To the western side of the beach, subvertical well foliated and strongly deformed schists can be seen, together with some fine grain quartz-feldspathic gneisses (Fig. 5.3). These rocks show abundant veins (Fig. 5.3a), which in cases constitute a significant fraction of the rock (Fig. 5.3b).

Adjacent to the schists with the veins, there are a few metres of phyllonites (Fig. 5.4), where vein thickness is very much reduced to few mm (Fig. 5.4b) and where grain size reduction is also very significant (Fig. 5.4a).

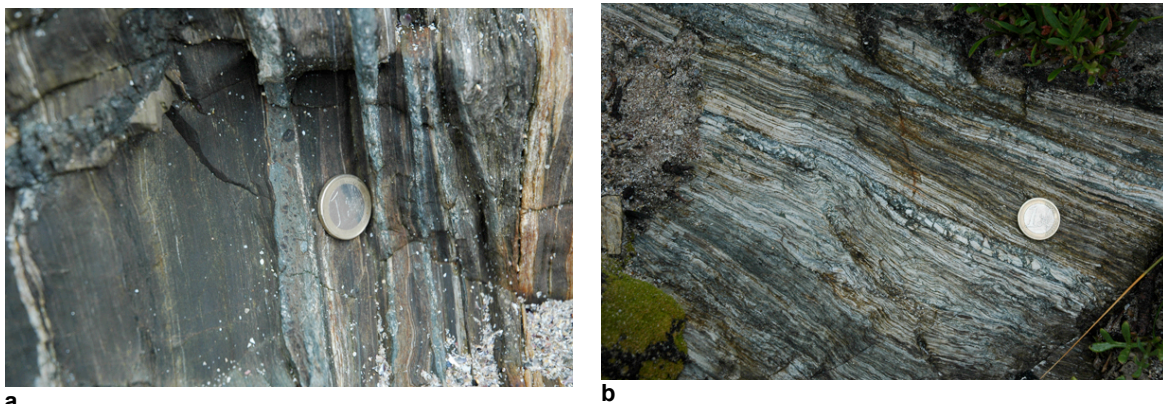
The rocks with finer grain size and with higher content in quartz and feldspar do show evidences of brittle fracturing during deformation and several strands of cataclasites have been found (Fig. 5.5). The cataclasites of mm in width present fragments of host rock surrounded by a fine-grained and green to dark matrix (Fig. 5.5).



a **b**
Figure 5.3. The schists exposed at the contact between the Malpica-Tui unit and the rocks further to the west, belonging to the autochthon, show a significant amount of quartz veins. The veining may be evidence that the deformation zone associated with the MLL was rich in fluid activity during deformation.



a **b**
Figure 5.4. The core of the deformation zone is characterised by phyllonites. The amount and thickness of veins is also reduced to mm. a) shows the part of the high strain core of the MLL in which extremely fine-grained phyllonites alternate with more quartz-feldspathic layers (notebook for scale is 21 cm long). b) shows more vein-rich rock within the high strain core of the MLL. Dextral kinematics is indicated by shear bands.



a **b**
Fig. 5.5. Development of cataclasites in the core of the MLL deformation zone. a) shows at least three separate cataclasites in relation to three separate fracturing events of the phyllonites (green matrix). b) shows a cataclastic band of similar characteristics but developed in rocks rich in quartz and feldspar.

5.2. Paragem 2: Praia de Xeiruga, Malpica

S. Llana-Fúnez

Stop key-points

The aim of the stop at the Seia beach is to walk across the deformation zone associated to the MLL, starting in the footwall, the Malpica-Tui unit, and finishing close to the hangingwall (the glandular gneisses).

The kinematics of the shear is quite clear in this locality, so the main topic for discussion will be the role of fluids during deformation.

Geographical setting

We return to the AC-4307 towards Ponteceso and continue driving until we reach the town of Beo. Here we stop at the end of the village. To access the cliffs along the coastline we need to follow the last paved road we find on the right hand side (see Fig. 5.6). It will be narrow; this road can be done by car, but not by bus. The walk will be 1-2 km until we reach the Punta Galiana, the first headland east of the Xeiruga beach. There are no tide constraints for this stop 2(1).

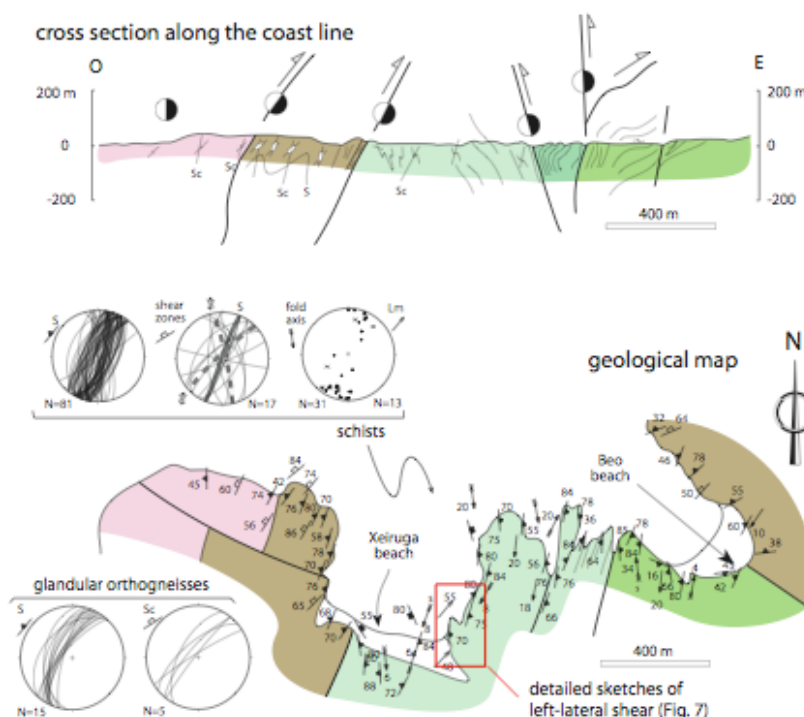


Figure 5.6. Geological map of the coastline around the Seiruga beach. Based on Llana-Fúnez and Marcos (2001). Same legend as in Fig. 2.

We then returned to the AC-4307 towards Ponteceso. At the first junction we turn right. The road will go uphill for a few hundred metres towards Barizo. At a relative sharp left turn we take the little street going downhill in the direction of the beach (which we will see to our right). If the time allows it, we will make this stop 2(2) at the beach. Low tide is predicted at 14:30 for the 16th July 2010.

Geological setting

The section at the Esteiro or Xeiruga beach exposes again the main part of the shear zone, although in this case the high strain rocks (phyllonites) are not seen. To the west, we find the glangular gneisses of San Adrian and the two mica granites and to the east after few hundreds of metres we find the albite-rich metasediments of the Malpica-Tui unit (Fig. 5.6). The latter contact is neat, since the paragneisses stand out from the mostly schistose rocks of the MLL deformation zone, however no obvious change in strain is seen across the contact.

Along the cliffs to the east of the Seiruga beach there are some structures of interest. Some of the shear zones affecting the schists have a left-lateral sense of movement, opposite to the main sense of shear for the MLL (Fig. 5.7). Unlike the left-lateral structures

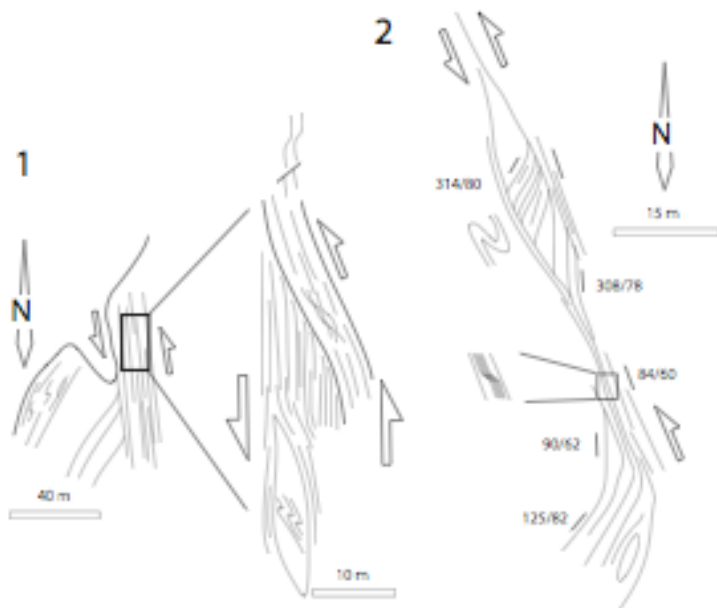


Figure 5.7. Left-lateral shear zones affecting schists at the core of the MLL deformation zone, east of the Seiruga beach.

that can be found to the east of the Malpica-Tui unit which show increase fluid activity and a clear brittle character, here they are similar to the dextral structures. The other aspect of interest in the area are the biotite-rich granitoids which we related in a previous work with the granodioritic intrusions that characterise the MLL further south (Llana-Fúnez & Marcos 2001). These are found at the Punta Galiana (Fig. 5.6, 5.8).

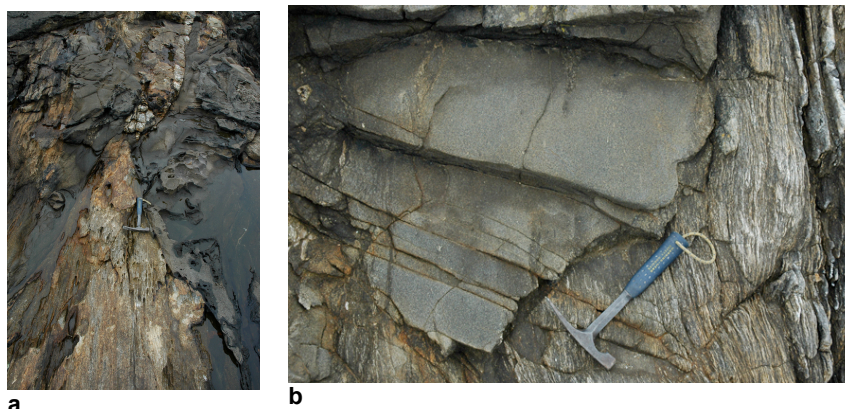


Figure 5.8. Dykes and irregularly shaped intrusions of granodiorite can be found around Punta Galiana. Further south they may be related with larger bodies of granodiorite which intrude along the MLL.

5.2. Paragem 3 (extra): Praia dos Rias e Punta Chan do Razo, Malpica

S. Llana-Fúnez

Stop key-points

The main sense of shear in structure in the MLL is dextral. However, as we have seen in the main shear zone in Seiruga, there are some left lateral structures. Those seen previously were formed at similar conditions to the main shear zone, or there wasn't a significant change in metamorphic assemblages from dextral shear zones with respect to left-lateral ones. Here, at this segment of the coast we find left-lateral structures which seem to have formed at different conditions. As already mentioned, some of the late left-lateral structures have mineralization, some of economic interest. In any case, all mineralizations imply large amounts of fluid circulating simultaneously to the deformation of the host rocks, and for this reason are of interest to the structural geologist. The presence and the role of fluids during deformation has been commonly overlooked and it is becoming imperative recently to understand the interactions.

Geographical setting

The geological structures of interest for stop 3 are located at both ends of the stretch of coast between praia dos Rias and Punta Chan do Razo. For praia do Rias we need to take a local road running north from the town of Cambre. The road is lightly paved and after heavy rains it may be damaged. For Punta Chan do Razo, take road CP-1950 in southeasterly direction from Cambre towards Razo (or Razo da Costa). Once you reach Razo, in the first junction, turn left. At the first turn left in the road, leave the car or take the unpaved road towards the headland.

Exposures in praia do Rias are best seen when the tide is out. For Chan do Razo, the access of the locality is from the top of the cliff and the tide is not an issue, although fresh rocks are exposed where the sea beats the cliff.

Geological setting

The core of the ZDML bounds the Malpica-Tui unit rocks to the west. Most of the offset is accumulated on the main shear zone. There are other structures involving much smaller offsets, most are brittle in character and affect rocks in the footwall of the ZDML main shear zone, which we visited in stops 1 and 2. These structures were regarded in Llana-Fúnez and Marcos (2001) as associated to the main structure, although thought to form at a late stage during Variscan D3. They show an opposite sense of shear to the main shear zone and they are associated with an even larger amount of fluids during deformation (Fig. 5.9). These fluids are also different in that they are more active chemically. They are commonly associated with extensive chloritization and K-feldspar precipitation of granitic rocks. Some of the mineralizations of gold hosted by fracturing in muscovite granites in Western Galicia are very likely associated with the southern equivalent of the Rias Fault (e.g. Corcoesto), so there is an added interest in understanding why these structures form and how.

The fault at praia dos Rias separates the rocks from the Malpica-Tui Unit, to the west, from the sequence of the para-autochthonous to the east. At the beach, some cataclastic rocks associated with the faulting can be found. The exposure is almost complete from the footwall to the hanging-wall.

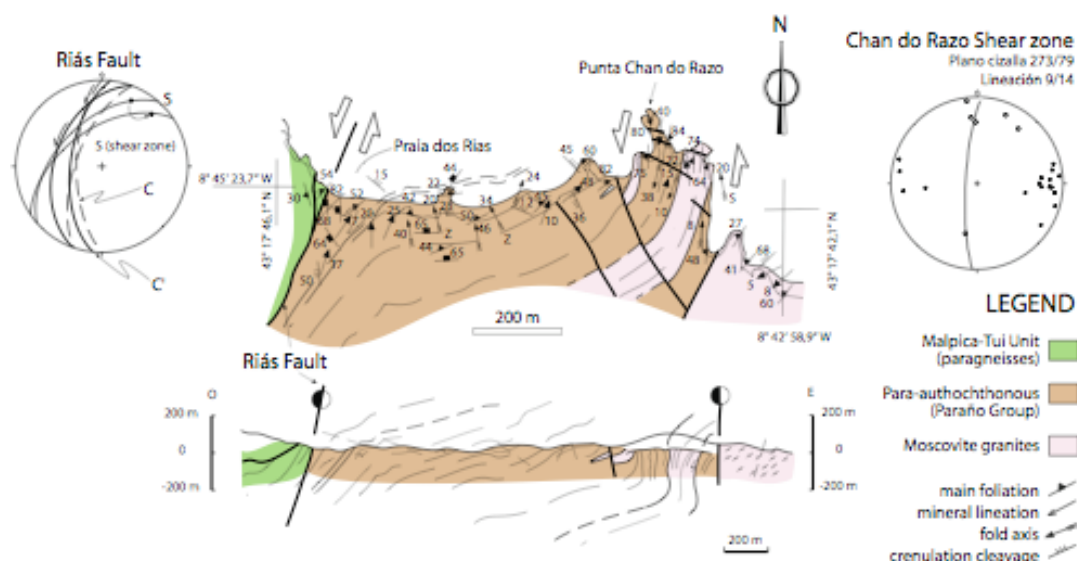


Figure 5.9. Geological map of the coastline between the praia dos Rias and the Punta Chan do Razo. The map is taken from fig 3.34 in Llana-Fúnez (2001).

Further to the east, once in the para-autochthonous rock sequence, there is a left lateral ductile shear zone of hundreds of meters wide and in excess of a kilometer in length. This is developed on schists intruded by muscovite granites. A continuous exposure from undeformed and heavily metasomatised granite towards the core of the shear zone where the granite is strongly deformed can be seen around the cliffs of Punta Chan do Razo. The left lateral sense of shear can be inferred from the deflection of the tectonic fabric, but can be contrasted at outcrop scale.

5.4. Paragem 4: Salgosa, Vila Nova de Cerveira

B. Calejo Rodrigues

Pontos de interesse da paragem

- Identificação dos parâmetros geométricos dos boudins úteis para a análise cinemática;
- Observação de dobramento e “boudinage” com coerência cinemática;
- Observação da relação estratificação-foliação;
- Identificação de zonas com deformação heterogénea.

Enquadramento geográfico

A designação de Salgosa vem do festo que faz a delimitação orográfica entre Vila Nova de Cerveira e Candemil, que é referido cartograficamente como Serra da Salgosa.

Saída de Valença do Minho pela EN-13 em direcção a Vila Nova de Cerveira. Após o K106 virar à esquerda pela EN-302. Depois de percorrer cerca de 1 km, virar novamente à esquerda e tomar a direcção do Convento de S. Paio. Fazer cerca de 4,5 km nesta estrada de alcatrão até chegar à portela antes de começar a descida para o referido convento. Aqui, meter pelo estradão de terra batida à esquerda em direcção a Norte.

A paragem inicia-se nesta portela, à cota 483, fazendo um percurso a pé, de aproximadamente 500 m, em direcção a norte, até à cota 517.

Enquadramento geológico

Esta paragem localiza-se sobre a zona de deformação associada ao limite poente da ZCDML, no extremo Sul da unidade de Malpica-Tui, conforme foi definida por Llana-Fúnez (2001).

Este sector é marcado pela ocorrência de uma rocha de composição granítica (leucogranito equigranular, grão médio a fino, foliado com textura protomilonítica) – “granito cisalhamento”, cujo afloramento se desenvolve por cerca de 9 km, com largura máxima de 400m, e orientação NW-SE. O granito do cisalhamento é utilizado para separar dois domínios metamórfico-estruturais distintos: as sequências metassedimentares Este (MS-E) e Oeste (MS-W) – Fig. 5.10.

O MS-W é dominado por uma sequência pelítica monótona, metamorfizada em alto

grau (fácies anfibolítica), com raras alternâncias de níveis centimétricos de composição psamítica, que está interrompida pelo maciço granítico de Vila Nova de Cerveira.

O encaixante metamórfico a Este do granito do cisalhamento é formado por um sequência migmatítica onde se instalaram corpos granodioríticos e graníticos em corredores controlados estruturalmente. Os granodioritos correspondem a injeções ígneas com textura magmática condicionada estruturalmente, enquanto que os granitos correspondem a mesossomas, que podem ser descritos como migmatitos nebulíticos, possuidores de evidente afinidade petrológica com o granito do cisalhamento.

Este sector regista um evento de deformação cisalhante heterogénea, progressiva e de alta temperatura (cisalhamento em HT, Scholz, 1980), com uma componente desligativa de cinemática sinestra (Fig. 5.10).

Na zona de deformação identifica-se uma foliação de carácter regional (Sn) definida nos micaxistos por uma paragénese pelítica (Qtz+Bt+Ms±Sil), com uma atitude média de N330°/85°W. Associada a esta foliação gera-se uma lineação de estiramento mineral, marcada pelas fibras de sillimanite, que mergulha, em média, 10-30° para N158° (Fig. 5.11).

Neste sector verifica-se existir um paralelismo entre a foliação Sn e os planos do movimento associados à zona de cisalhamento (superfícies C). Os níveis psamíticos induzem uma ligeira refacção de Sn.

No sector da Salgosa ocorrem corpos intrusivos aplito-pegmatíticos de composição granítica (Qtz+Fk+Ms, Qtz+Fk+Ms+Tur, Qtz+Fk+Ms±Tur±Grt) e veios de segregação metamórfica (Qtz, Qtz+Ms, Qtz+And+Ms, Qtz+And+Sil±Ms) de diferentes idades, os quais mostram estruturas tais como “shearband boudins”, nem sempre com uma geometria clássica ou com interpretação cinemática inequívoca.

Nesta paragem foram definidos afloramentos temáticos que não correspondem, necessariamente, a “stops”, mas sim a pontos de observação integrados num pequeno itinerário geológico. Pretende-se mostrar os aspectos mais relevantes para a análise cinemática da deformação a partir de parâmetros geométricos de boudins; a ocorrência de dobramento e “boudinage” com coerência cinemática; a relação estratificação-foliação; e zonas com deformação heterogénea.

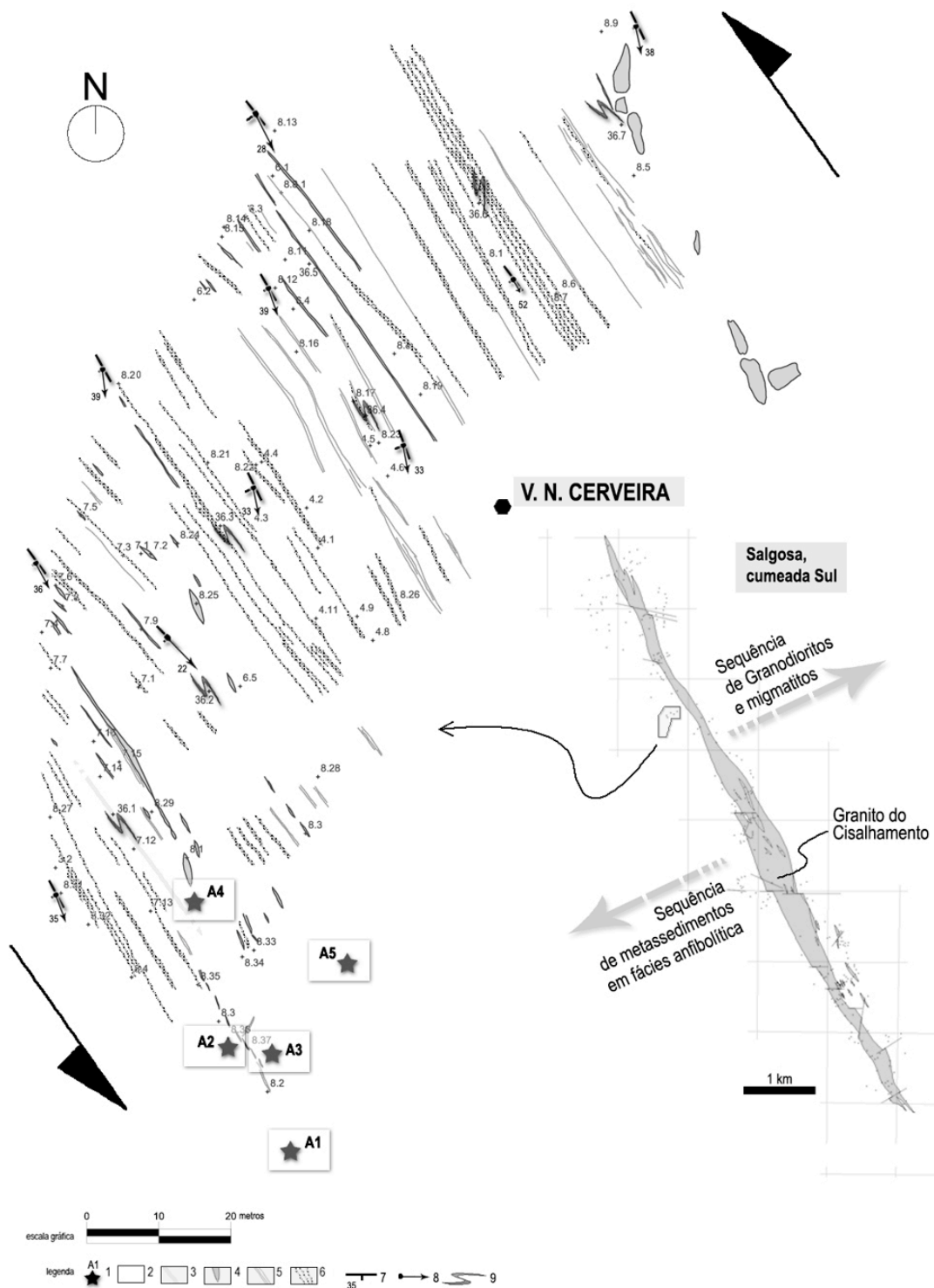


Figura 5.10 – Esquema geológico do sector da Salgosa (Cumeada Sul) – Paragem 4 –, com localização das estações A1 a A5. 1 – Afloramentos da paragem 4; 2- Micaxistos da sequência metassedimentar a leste do Granito de cisalhamento; 3 – níveis psamíticos; 4 – filões aplito-pegmatíticos; 5 – veios de quartzo; 6 – veios de quartzo com andaluzite; 7 – foliação S_n ; 8 – lineação de estiramento; 9 – dobras assimétricas.

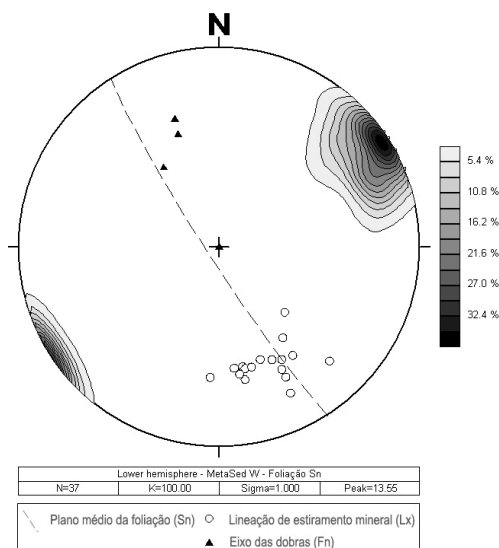


Figura 5.11 – Diagrama estrutural com a projecção dos planos da foliação S_n (representada por isolinhas de pólos e pela projecção do plano médio), da lineação de estiramento mineral (L_x) e dos eixos das dobras comprimento de onda centimétrico, geradas simultaneamente com S_n . (Projecção de Lambert-Schmid, hemisfério inferior).

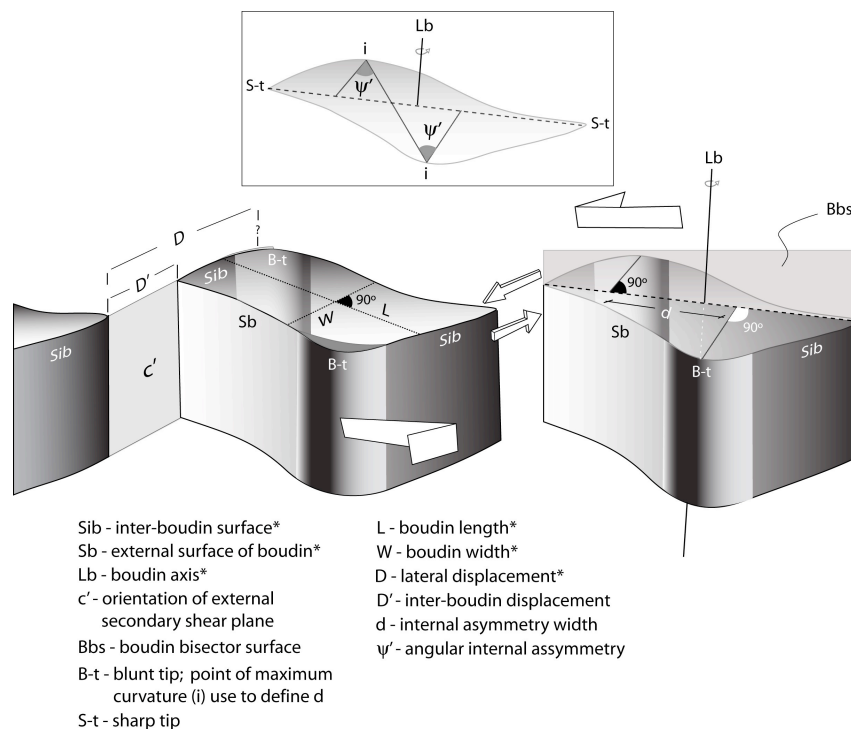
Afloramento 1 + Afloramento 2

Ao longo do percurso inicial desta paragem observam-se corpos “boudinados” classificados como “shearband boudins” de diferentes naturezas litológicas. Na interpretação destas estruturas utiliza-se os parâmetros geométricos de análise de “boudins” identificados na Fig. 5.12.

Esta análise, metodologicamente, deve-se iniciar pela observação do plano bissector do boudin (Bbs), dos planos de cisalhamento secundários (c') e dos sectores de acumulação de massa (B-t). Para validar o plano de observação deve-se verificar a perpendicularidade do eixo do boudin (L_b) porque, deste modo, se garante estar a considerar o plano do movimento.

Os critérios de interpretação cinemática de “shearband boudins” são apresentados na Fig. 5.13.

Nestes afloramentos observam-se shearband boudins em veios de segregação metamórfica com quartzo e andaluzite e aplito-pegmatitos de composição granítica (Fig. 5.14)



*parameters originally defined by Goscombe and Passchier (2003)

Figura 5.12. Parâmetros geométricos mais relevantes de “shearband boudins” em zonas de cisalhamento simples heterogêneas de HT, como definidos por Goscombe e Passchier (2003) e por Pamplona e Rodrigues (2010a). Exemplificados em cisalhamento com cinemática esquerda.

	Cisalhamento dextro	Cisalhamento sinistro
Orientação do Bbs	<p>rotação de Bbs no sentido retrógrado relativamente a Sn</p>	<p>rotação de Bbs no sentido directo relativamente a Sn</p>
Posição relativa de B-t	<p>do lado direito de Bbs</p>	<p>do lado esquerdo de Bbs</p>
Orientação c'	<p>sintético com o cisalhamento (rotação no sentido directo relativamente a Sn)</p>	<p>sintético com o cisalhamento (rotação no sentido retrógrado relativamente a Sn)</p>

Figura 5.13. Quadro síntese de critérios geométricos utilizados na determinação da cinemática de zonas de cisalhamento com base na análise de “shearband boudins”. Adaptado de Pamplona e Rodrigues (2010a).



Figura 5.14. a) Veios de quartzo com andaluzite “boudinados”;
b) Filão aplito-pegmatítico de composição granítica “boudinado”.

Afloramento 3

A zona de cisalhamento mostra que em associação espacial com os “shearband boudins” ocorrem veios de quartzo intensamente dobrados.

A geometria do dobramento dos veios de quartzo indicia uma deformação progressiva, que regista uma rotação sintética do plano axial até uma situação de quase paralelismo com a zona de cisalhamento. Na fotografia a) da Fig. 5.15, o mesmo veio regista planos axiais com atitudes sucessivas, N23 → N348 → N346 e por último N332, já em flancos estirados de dobras fechadas.

A análise dos critérios cinemáticos nos boudins e nos veios dobrados indica tratar-se de estruturas sinestróginas, sintéticas com a movimentação da zona de cisalhamento.

A análise mecânica dos elementos estruturais identificados permitiu compatibilizar as duas estruturas com um único evento de deformação contemporâneo do funcionamento esquerdo da zona de cisalhamento.

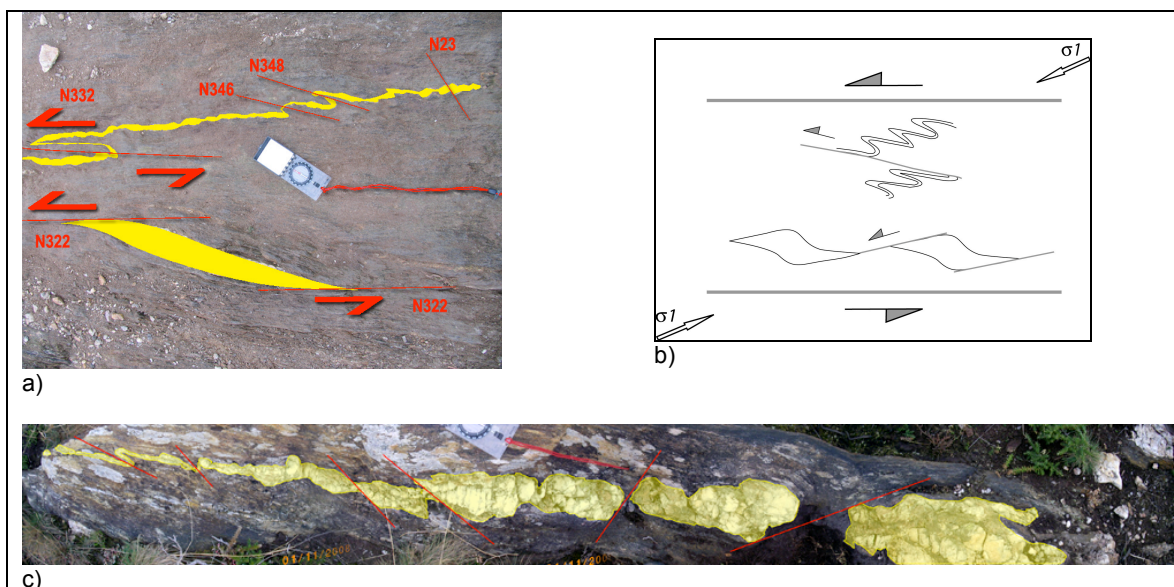


Figura 5.15. Estruturas de dobramento e “boudinage” geradas pelo mesmo episódio de deformação a) as duas estruturas em paralelo; b) modelo de cinemático interpretativo de a); c) as duas estruturas registadas no mesmo veio. Adaptado de Pamplona e Rodrigues (2010b).

Afloramento 4 + afloramento 5

As relações entre as superfícies da foliação (S_n) e da estratificação (S_0) são observadas nos afloramentos onde é possível observar os leitos de composição psamítica interestratificados nas fácies pelíticas que caracterizam o micaxisto pelítico (Fig. 5.16).

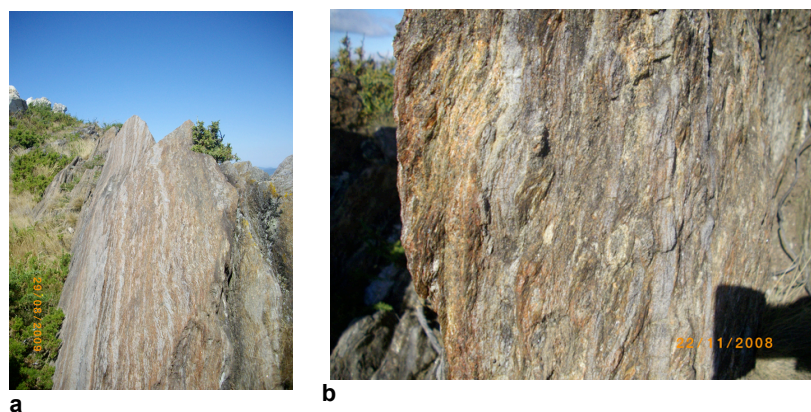


Figura 5.16. Relação entre S_0 e S_n em psamopelito metamorfozado em alto grau (fácies anfibolítica). a) aspecto geral; b) pormenor evidenciando a refração de S_n nos níveis psamíticos.

A foliação S_n apresenta uma atitude média N330°/85°W, manifestando um quase

paralelismo com as superfícies de estratificação (S0). Este paralelismo é acentuado pela reactivação de Sn como plano de movimentação associado ao funcionamento da zona de cisalhamento. Os níveis psamíticos registam uma refacção de Sn (Fig. 5.16b).

Em zonas menos deformadas, limitadas por corredores de cisalhamento, ficaram preservadas estruturas anteriores a Sn. Aqui é possível observar charneiras de dobras de amplitude centimétrica com eixos pouco mergulhantes.

5.5. Paragem 5: Sameiro, Braga

P. Pimenta; N. Ferreira

Pontos de interesse da paragem

- Identificação de estruturas magmáticas planares (orientação dos megacristais de feldspato potássico e da biotite; alinhamento do eixo maior dos enclaves microgranulares máficos e metassedimentares;
- Relação entre as estruturas do maciço granítico e a deformação regional;
- Corredores de deformação de largura métrica, caracterizadas pelo achatamento dos grãos de quartzo e pela deformação dos megacristais de feldspato potássico, os quais se apresentam ocelados ou fracturados;
- Estruturas S-C em milonitos intragraníticos.

Enquadramento geográfico

Em Braga seguir para a zona leste da cidade e ao chegar à rotunda sobre a EN-103 (Braga-Póvoa de Lanhoso) tomar a direcção do Bom Jesus/Sameiro. Ao chegar ao Sameiro seguir em frente na rotunda, na direcção do Santuário. No primeiro cruzamento virar à direita (ângulo apertado) para o CM-1348 (Rua Santa Leocádia) e após 2,4 km, paragem 5 situa-se do lado esquerdo da Estrada..

Enquadramento geológico (adaptado de Pimenta et al., 2003)

Na área do maciço de Sameiro as rochas graníticas predominam largamente sobre outros tipos de rochas (Ferreira et al., 2000). A maioria dos granitóides são granodioritos-monzogranitos biotíticos ou essencialmente biotíticos, porfiróides, ocorrendo ainda granitos de duas micas de textura equigranular, alguns dos quais

cortam as estruturas associadas à fase de deformação D3 (Fig. 5.17). Ocorrem rochas metamórficas de idade Silúrica, essencialmente filitos, quartzofilitos, micaxistos e migmatitos, por vezes com intercalações de anfibolitos e de vulcanitos básicos (Ferreira et al., 2000). A estrutura do encaixante metassedimentar apresenta uma xistosidade S2 bem desenvolvida, com direcção média N150 e inclinação variável, afectada por crenulação ou por dobras D3, por vezes com transposição para uma superfície S3. As dobras D3 apresentam eixos pouco inclinados de atitude média 20S; N140 e plano axial subvertical.

O maciço de Sameiro é constituído por granito biotítico porfiróide de grão médio, com megacristais de feldspato potássico de grande dimensão, os quais podem atingir 15 cm de comprimento. O granito apresenta frequentes encraves microgranulares máficos, encraves metassedimentares e raros encraves leucocráticos. Os dados geocronológicos U-Pb obtidos para o granito de Sameiro revelam uma idade mínima de 314 ± 4 Ma em fracções de zircão e uma idade de 318 ± 2 Ma em monazite (Dias et al., 1998; Simões, 2000), situando-se no intervalo 313-319 Ma definido para a instalação dos granitóides sin-D3 no Norte de Portugal (Dias et al., 1998).

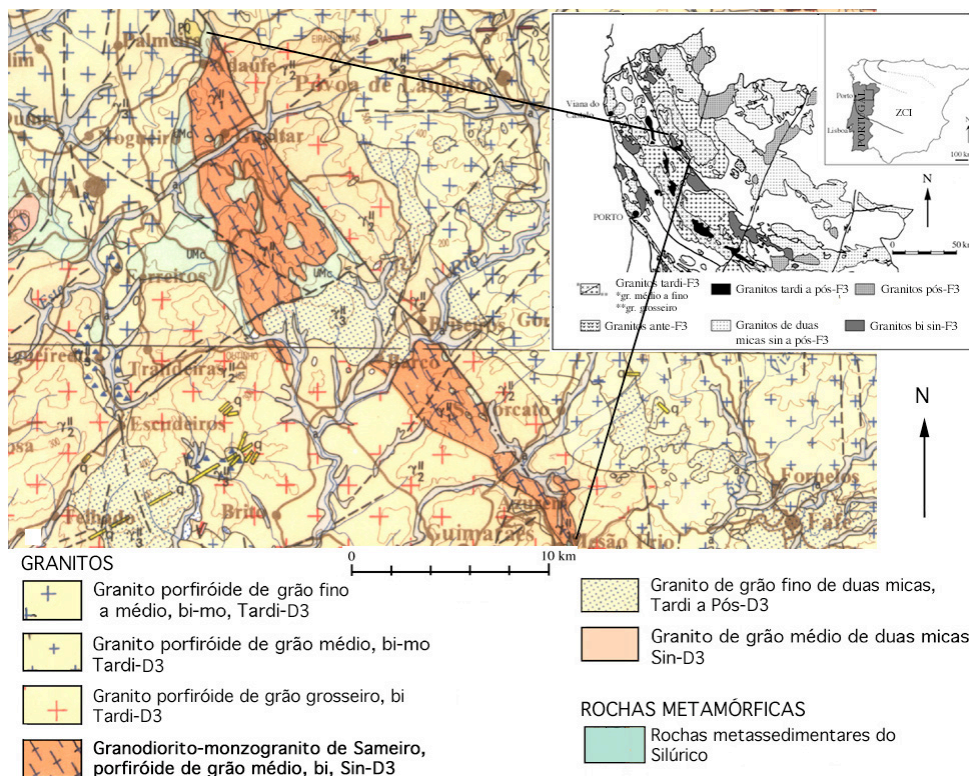


Figura 5.17. Carta geológica da área do maciço granítico de Sameiro (extraído de Pereira, 1989). bi = biotítico; mo = moscovítico.

Análise estrutural

O maciço granítico de Sameiro apresenta uma forma cartográfica alongada, com cerca de 20 km de comprimento e 4 km de largura na zona mais central, de direcção aproximadamente N150, concordante com a estrutura do encaixante metassedimentar. Observam-se as seguintes estruturas:

- Estruturas magmáticas: estruturas planares e lineares marcadas pela orientação dos megacristais de feldspato potássico e da biotite, bem como pelo alinhamento do eixo maior dos encraves microgranulares máficos e metassedimentares.
- Corredores de deformação: bandas de largura métrica, caracterizadas pelo achatamento dos grãos de quartzo e pela deformação dos megacristais de feldspato potássico, os quais se apresentam ocelados ou fracturados. Os corredores de deformação têm direcção média N140, paralela à foliação magmática do maciço. Alguns corredores revelam a existência de cisalhamentos N140 dextros.
- Estruturas S-C em milonitos intragraníticos: localizam-se no extremo norte do maciço; os milonitos têm a forma de banda sinuosa de largura métrica e de direcção média NW-SE. A banda descreve dobras abertas com eixos mergulhando 65-70° para SSE e as superfícies “C” têm uma atitude média N140; 70SW. Os sigmóides de deformação indicam movimento em falha inversa.
- Cisalhamentos em regime dúctil-frágil de direcção N-S dextros e N60-70 com deslocamento senestre (menos frequentes).
- Estruturas frágeis de direcção N60-70.

“Fabric” de megacristais de feldspato potássico

A direcção da orientação preferencial do plano (010) dos megacristais de feldspato potássico (foliação magmática) é aproximadamente N140-160 em quase todo o corpo granítico, à excepção da parte norte do maciço, enquanto a inclinação varia (fig. 2). A direcção da foliação magmática é paralela à direcção da xistosidade e à direcção dos eixos e planos axiais de dobras D3 que afectam o encaixante metassedimentar. As lineações referentes aos eixos c dos megacristais e eixos de zona obtidos em estações de medição apresentam quase sempre uma reduzida inclinação para SSE, coincidente com a maioria dos eixos de dobras do encaixante metassedimentar situado a oeste do maciço; contudo, no sector sul do maciço, a lineação é contrária à dos outros sectores,

com forte inclinação para norte. Na zona central do maciço a foliação conferida pelos megacristais apresenta quase sempre a mesma direcção, N140-160, mas a inclinação varia alternadamente, entre SW e NE, ocorrendo por vezes filões de quartzo associados às zonas de variação da inclinação. Esta variação no pendor confere à foliação uma geometria em "dobras", interpretada como uma adaptação da estrutura magmática ao evento D3.

Os diagramas de pólos das faces (010) dos megacristais de feldspato potássico revelam a existência de "fabrics" de elevada simetria (axial a ortorrômbica) em toda a extensão do corpo granítico (Fig. 5.18), com máximos de densidade (DM) que chegam a atingir os 13%. Este tipo de simetria é interpretado como sendo o resultado de uma deformação do magma por achatamento com uma fraca componente rotacional (Fernández, 1982; Fernández e Laboue, 1983) durante a fase final de instalação. A estimativa da deformação global que originou o "fabric" de megacristais de feldspato potássico indica um achatamento do magma granítico de 50 a 65% (Simões, 2000).

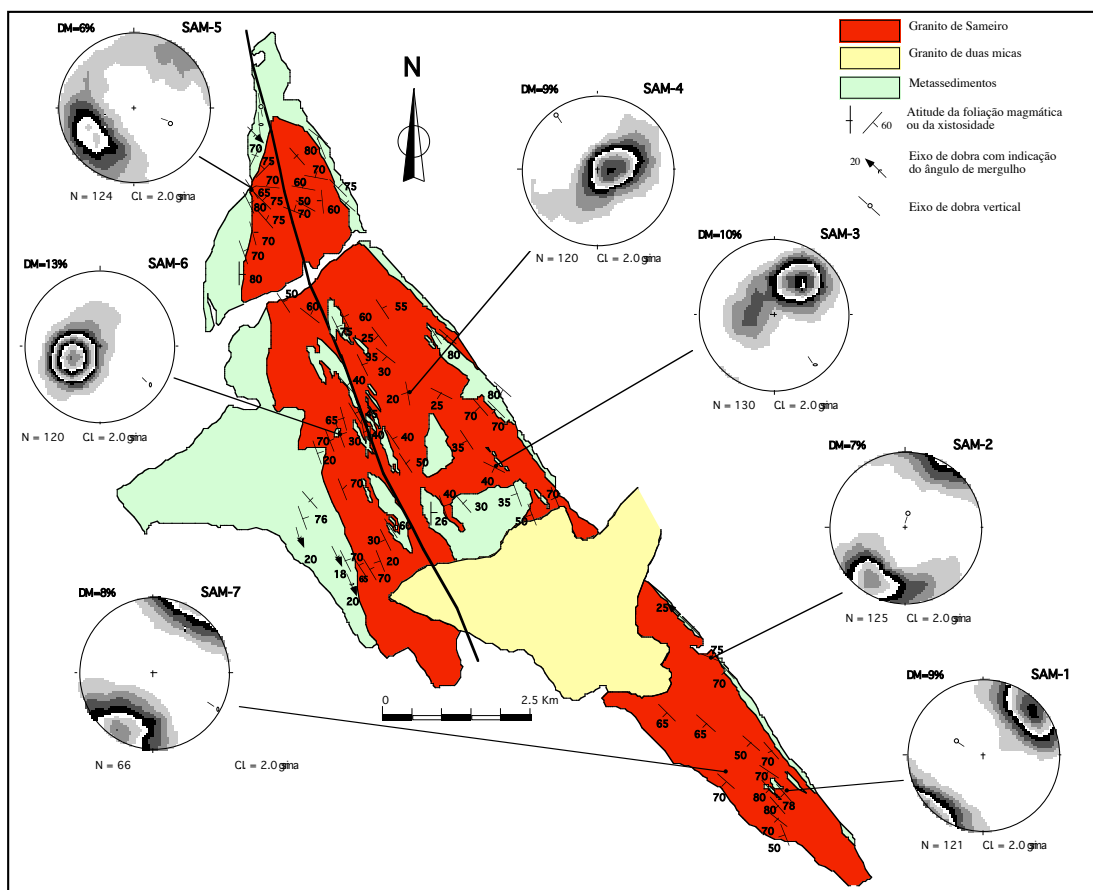


Figura 5.18. Carta estrutural do maciço de Sameiro com a disposição da foliação magmática definida pelos megacristais de feldspato potássico e com os estereogramas mostrando a distribuição dos pólos

correspondentes aos planos (010) dos megacristais, medidos nas estações assinaladas na figura (Simões, 2000). As projecções são contornos de Kamb e o valor DM corresponde à densidade máxima da distribuição.

“Fabric” de biotite

As observações de campo permitiram ainda colocar em evidência a existência de dois “fabrics” de biotite, um magmático e outro tardi-magmático

A biotite magmática revela uma organização que nem sempre é idêntica à dos megacristais de feldspato potássico. Assim, a foliação da biotite pode ser paralela ou subparalela à foliação dos megacristais ou estar verticalizada, com direcção média N140-160, cortando a foliação dos megacristais, como sucede nos corredores de deformação. A biotite tardi-magmática define uma foliação vertical correspondente a um episódio dúctil-frágil, traduzido por cisalhamentos aproximadamente N-S dextros e N70 esquerdos.

Relação com a ZCDML (neste sector referido como cisalhamento Vigo-Régua)

As observações de campo e os dados estruturais permitem constatar o seguinte:

1. Junto ao acidente, o granito e os encraves microgranulares máficos não apresentam maior intensidade de deformação. Verifica-se inclusivé uma diminuição da intensidade da deformação em direcção ao cisalhamento;

2. A elevada simetria do “fabric” dos megacristais de feldspato é indicadora de uma deformação em regime essencialmente compressivo, com uma fraca componente rotacional;

3. A orientação da tensão principal (σ_1) compatível com o movimento direito do cisalhamento Vigo-Régua seria próxima de N-S. Contudo, a orientação da tensão compressiva principal responsável pelo movimento em falha inversa dos milonitos intragraníticos tem uma direcção N50-60. Esta é a direcção da tensão compressiva principal durante o início da D3.

Assim sendo, a estruturação principal do granito, marcada pela orientação dos megacristais de feldspato potássico e a ocorrência dos milonitos são incompatíveis com o movimento dextro do acidente Vigo-Régua, mas são compatíveis com o campo de tensões associado à etapa inicial da D3.

5.6 . Paragem 6 e 6A: Mesão Frio

C. Coke

Pontos de interesse da paragem

- Observação de estruturas geradas na Formação de Santos (Autóctone da ZCI) associadas à ZCDML;
- Identificação de falhas NW-SE, com componente de desligamento de cinemática esquerda

Enquadramento geográfico

Localização da **paragem 6**: Coordenadas UTM - Datum Europeu 1979 - Fuso 29 Zona T - N=4560011m E= 589502m e da **paragem 6A**: N= 4560007m E = 589498m (Fig. 5.19).

Paragem 6: Tomar a Autoestrada A4 /IP4 e, nó de Padornelo, seguir pela EN15 na direcção de Mesão Frio durante 1.1km até ao cruzamento para a EN 101. Seguir nesta estrada durante cerca de 13km até ao cruzamento para Teixeira (EN304-3). Andar nesta estrada durante 1km até ao afloramento, no talude da estrada.

Paragem 6A: Estando na paragem 6, voltar ao cruzamento com a EN101 e virar para Mesão Frio e andar cerca de 800m nesta estrada. No talude do lado esquerdo encontram-se os afloramentos da paragem 6A

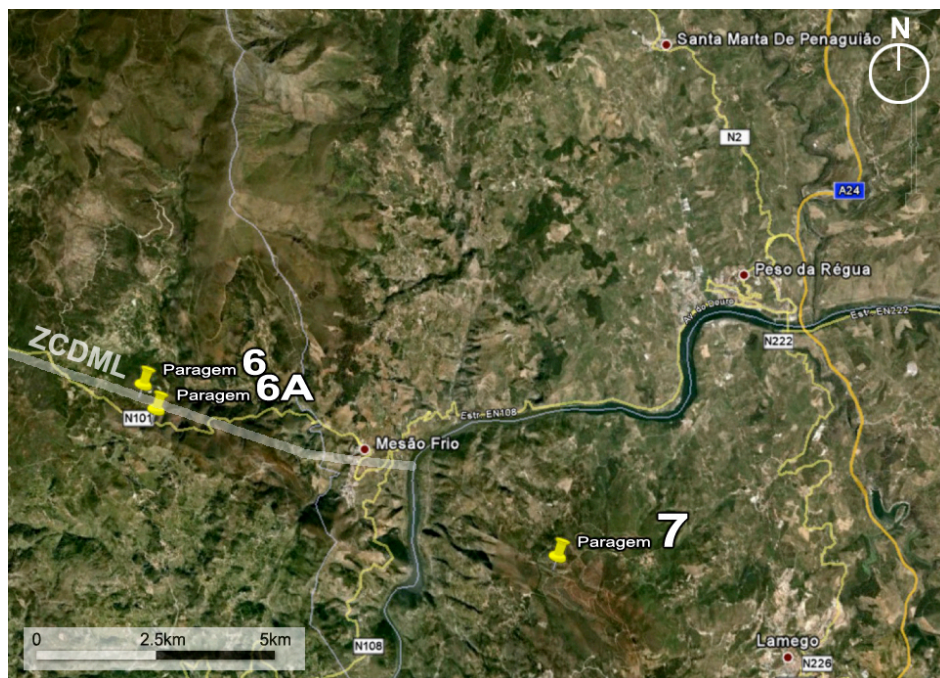


Figura 5.19 – Imagem de satélite do Google Earth da região de Mesão Frio com a localização paragens 6, 6A e 7.

Enquadramento geológico (Paragens 6 e 7)

As paragens 6 e 7 localizam-se no extremo sul da ZCDML (Fig. 5.20), visando a observação de um tramo desta estrutura que se desenvolve nas formações do Paleozóico inferior do Autóctone de ZCI.

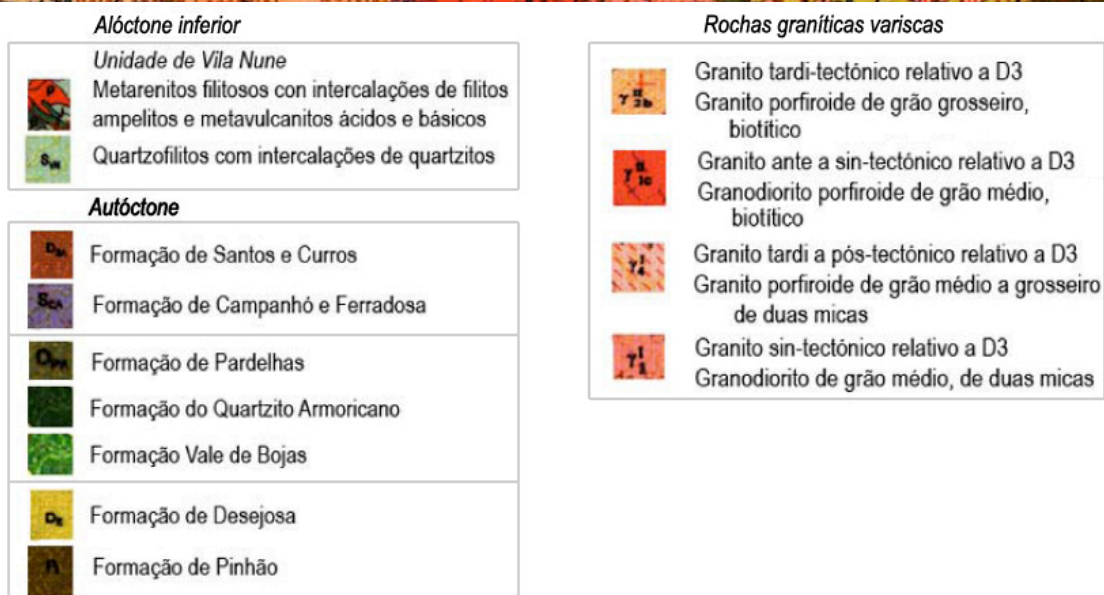
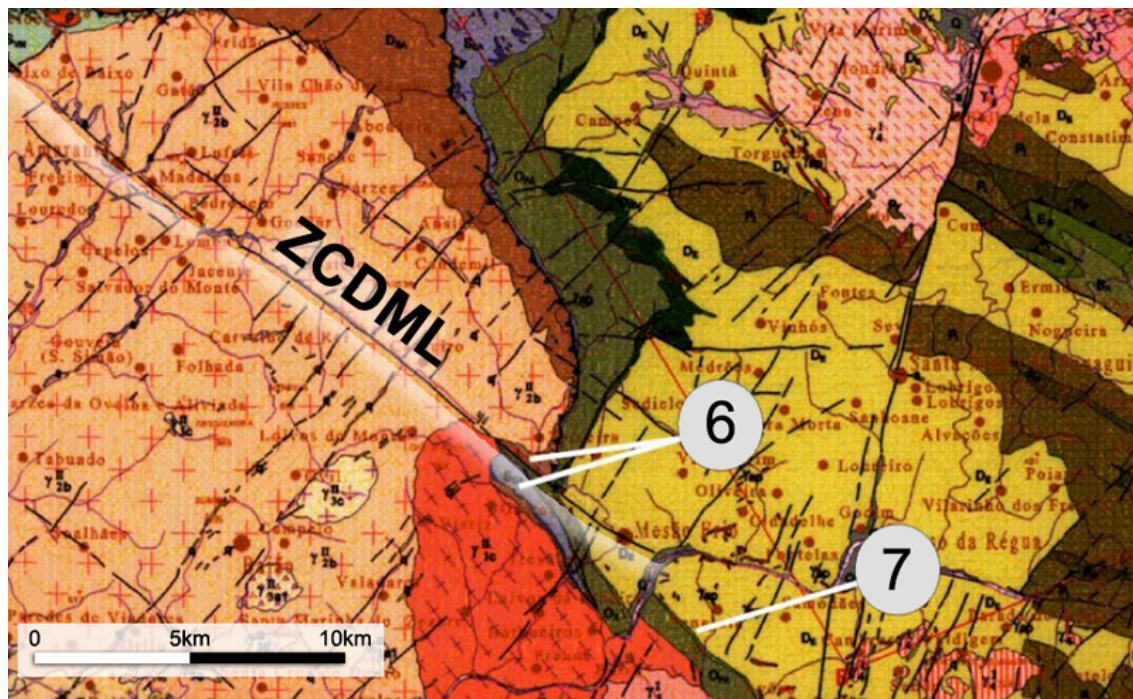


Figura 5.20. Localização das paragens 6 e 7 na Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000 (Adaptado de Pereira, 2000)

Unidades litoestratigráficas

Na Fig. 21 apresenta-se a coluna estratigráfica sintética representativa para a região.

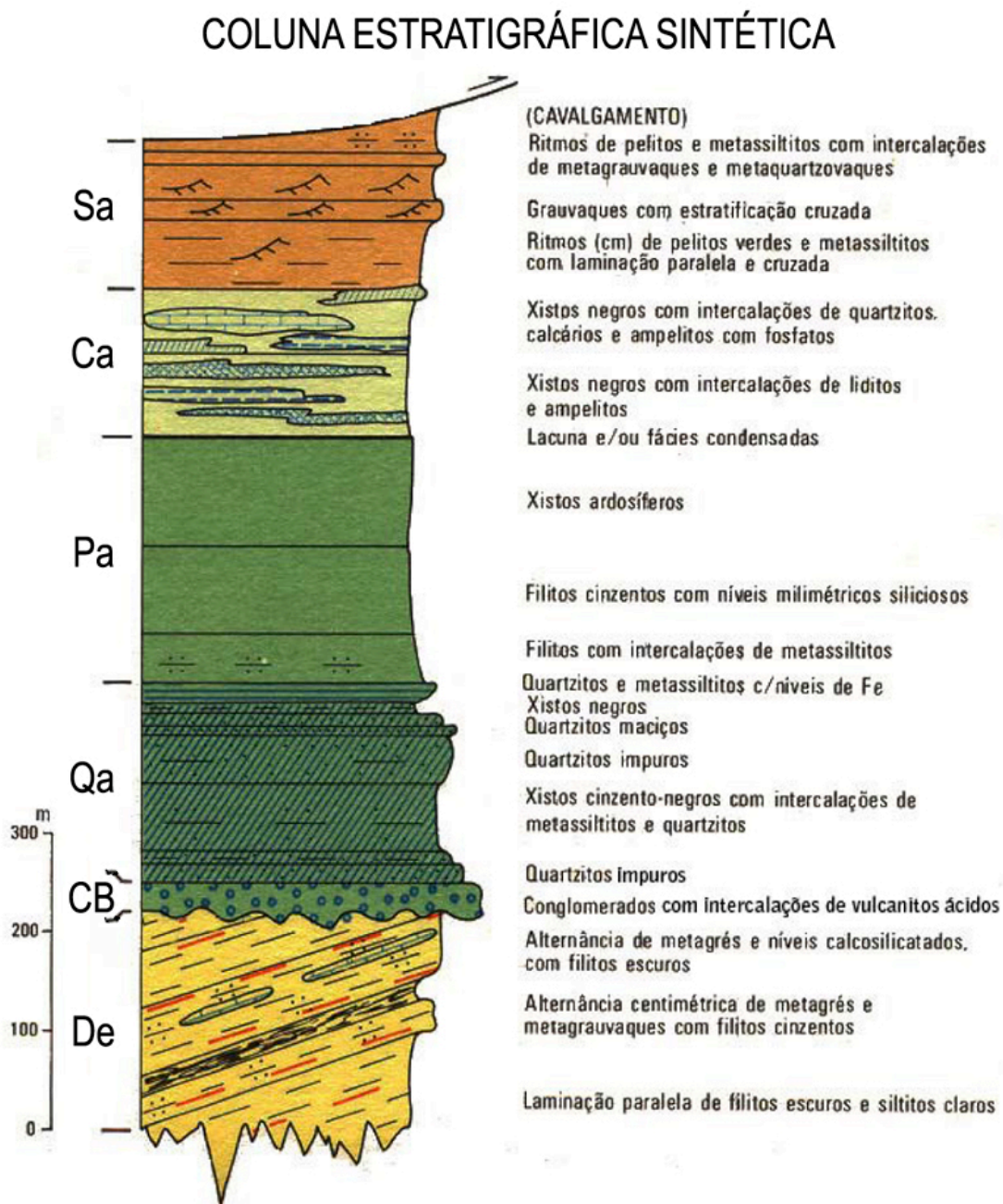


Figura 5.21. Coluna litoestratigráfica sintética para as paragens 6 e 7 (Adaptado de Pereira, 1987a).

Formação de Desejosa (De) – Sousa (1982); Câmbrico.

É constituída da base para o topo por alternância de filitos cinzento-negros e metassiltitos claros; quartzitos e metagrauvaques com intercalações de filitos cinzento-negros; alternâncias de filitos cinzento-negros espessos com níveis de quartzitos, quartzitos imaturos e níveis calco-silicatados; no topo, observam-se alternâncias finas de filitos cinzento-negros e metassiltitos claros conferindo à sequência um aspecto listrado típico.

Formação Vale de Bojas (CB) – Ordovícico Inferior a Médio, Arenigiano.

Esta unidade assenta em discordância angular ou desconformidade sobre a unidade subjacente é constituída da base para o topo por uma alternância de bancadas métricas a decimétricas de metaconglomerados polimíticos matriz suportados e níveis menos espessos de metatufitos psamíticos, de cor bege rosada ou metassiltitos sericíticos com uma nítida componente vulcânica. Para o topo da sequência a componente vulcânica desaparece.

Formação Quartzítica (Qa) – Ordovícico Inferior a Médio, Arenigiano.

Esta unidade conhecida como “Quartzitos Armoricanos” é constituída da base para o topo por quartzitos impuros alternando com com intercalações conglomeráticas e filitos negros, quartzitos impuros, quartzitos maciços, quartzitos negros e metassiltitos com ferro intercalados com filitos negros no topo.

Formação de Pardelhas (Pa) – Ordovícico Médio a Superior, Oretaniano-Dobrotiviano.

Também designada por Formação Xistentá (Coke, 2000) esta unidade indiferenciada é constituída da base para o topo por filitos com intercalações de níveis centimétricos de metassiltitos, filitos cinzentos com níveis milimétricos de metassiltitos e filitos cinzentos.

Formação de Campanhó (Ca) – Ordovícico Superior / Silúrico.

É constituída por filitos negros carbonosos, níveis espessos de liditos com intercalações de ampelitos, calcários e ampelitos com fosfatos e no topo alternâncias de filitos negros com intercalações de quartzitos (Pereira, 1987).

Formação de Santos (Sa) – Devónico inferior.

A Formação de Santos segundo Pereira (1987a) “...é truncada, superiormente pela carreamento de Canadelo, base dos terrenos parautoctones. Sendo oblíqua às estruturas, esta truncatura pode delaminar a Formação de Santos total ou parcialmente”.

É constituída, segundo o referido autor por “pelitos bandados cinzento-negros, com ritmos milimétricos, a que se sucedem laminações paralelas e cruzadas de pelitos verdes e metassiltitos, passando superiormente a grauvaques com estratificação cruzada. Este pacote rico em grauvaques tem espessura da ordem dos 30 metros.

Sobrepõem-se alternâncias de pelitos e psamitos com intercalações finamente laminadas de pelitos negros. Na parte superior da sequência, ocorrem ritmos centimétricos de pelitos e metassiltitos com intercalações decimétricas de metagrauvaques e metaquartzovaques”.

Deformação Varisca

A deformação Varisca apresenta no Marão uma heterogeneidade acentuada possível de ser parcialmente explicada por anisotropias constituídas, quer pelos acidentes subparalelos aos planos axiais das dobras D1, alguns bastante profundos, como a ZCDML, quer pela própria clivagem.

A cartografia do sector S da Serra do Marão permitiu identificar dois blocos com assinaturas estruturais distintas, separados por um desligamento esquerdo designado por Falha de Ferrarias.

O bloco N onde a D1 é bastante penetrativa com dobras vergentes para NE, eixos inclinando cerca de 12° para WNW, clivagem S1 de plano axial, lineações de intersecção S0/S1 subparalelas aos eixos e estiramento sub-horizontal.

No bloco S o fabric D3 é dominante e mais penetrativo marcado por dobras com eixos a mergulharem geralmente mais de 20° para WNW, clivagem S3 de plano axial bastante verticalizada e lineações de intersecção S0/S3 inclinando cerca de 20° para WNW. A clivagem S3 corta claramente S1, esta apenas visível em alguns leitos pelíticos.

Daqui resulta uma forte partição da deformação, passível de deduzir no paralelismo entre os planos axiais das dobras e as principais zonas de cisalhamento, na ausência de dobramentos *en echelon* e na inexistência de dobras transectadas.

A maior penetratividade da D3 no sector central da *flower structure* (Fig. 5.22) que apresenta o autóctone da ZCI onde a D1 está praticamente ausente sugere que o achatamento associado à D3 foi mais fácil de ser absorvido nas zonas onde a estratificação estava apenas ondulada, do que naquelas onde predominavam dobras D1 apertadas.

A Falha de Ferrarias terá sido induzida por uma das anisotropias pré-existentes a nível do soco Precâmbrico como a ZCDML, activas durante o processo de enchimento da bacia no Paleozóico Inferior e que terão controlado a deformação na região durante o Ciclo Varisco (In: Coke, Dias & Ribeiro, 2003).

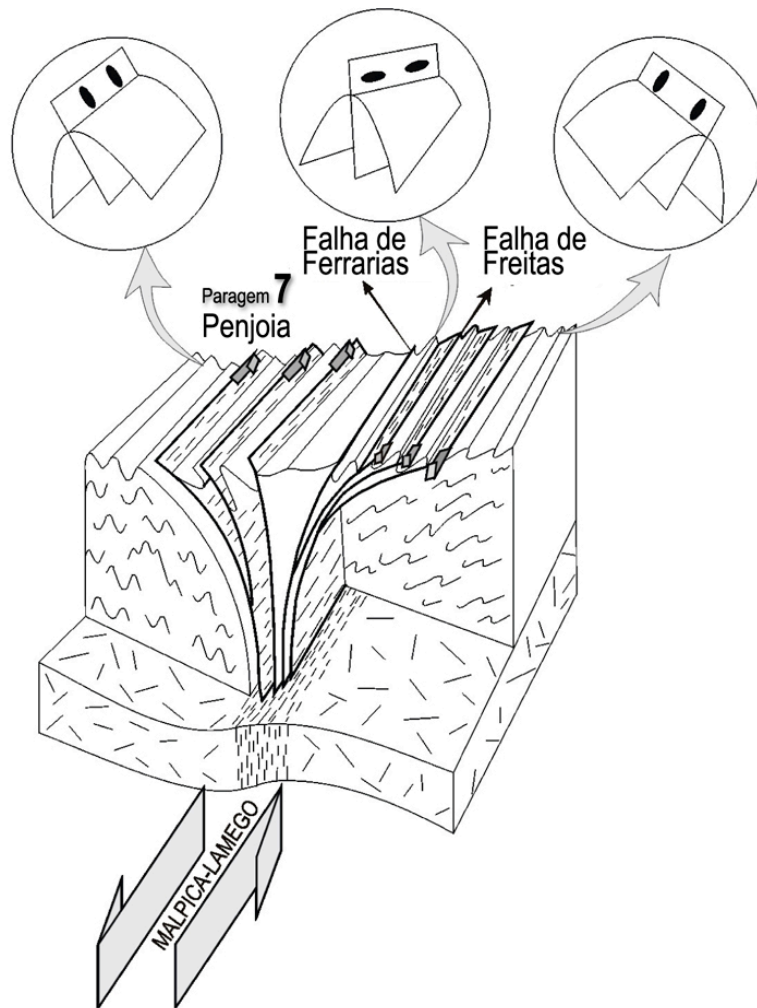


Figura 5.22. Representação esquemática da ZCDML e a estrutura em flor (*flower structure*) do autóctone da ZCI na região da Serra do Marão (segundo Coke et al. 2000)

Estruturas observadas

Esta paragem mostra-nos o aspecto da Formação de Santos “mascarada” pelo metamorfismo de contacto provocado pelos granitos de Amarante aflorantes nas proximidades a NW e os granodioritos a SW.

A grande proximidade à ZCDML reflecte-se nas estruturas observadas de uma maneira geral e em particular na família de falhas NW-SE predominantemente esquerdas.

Na Tabela 5.1 apresenta-se uma súmula das estruturas registadas na paragem 6 e 6^a.

Tabela 5.1 Dados estruturais registados nas paragens 6 e 6A.

Paragem 6		Paragem 6A
Coordenadas UTM	N=4560011m E= 589502m	N= 4560007m E = 589498m
Estratificação (S_0)	$S_0 = 300^\circ; 70^\circ S$	$S_0 = 270^\circ; 52^\circ S$
Foliação S_1 (?)	$S_{1?} = 290^\circ; 54^\circ S$	
Foliação S_3		$S_3 = 62^\circ; 50^\circ S$
Plano de Falha (F)	$F = 294^\circ; 80^\circ S$	
Estrias no plano de falha (Le)	$Le = 40^\circ; 130^\circ$ movimentação esquerda cavalgante	
Plano de falha conjugada esquerda (F_1 , Le)		$F_1 = 276^\circ; 80^\circ S$ $Le = 10^\circ; 270^\circ$ mov. Esquerda
Plano de falha conjugada direita (F_2 , Le)		$F_2 = 344^\circ; 58^\circ W$ $Le = 30^\circ; 172^\circ$ mov. Direita

5.7. Paragem 7: Penajóia, Lamego**C. Coke***Pontos de interesse da paragem*

- Contacto brusco entre a Formação de Desejosa a NE e a Formação Quartzítica a SW;
- Estruturas associadas à deformação.

Enquadramento geográfico

Estando em frente ao Hospital de Lamego, seguir para norte durante pela EN539, passar Avões, e a paragem está a 6,2km.

Descrição geológica

Nesta paragem podemos observar o contacto brusco entre a Formação de Desejosa a NE e a Formação Quartzítica a SW (Fig. 5.23). Trabalhos de cartografia em curso apontam para a presença de uma falha neste contacto, à semelhança do que acontece na região da Serra do Marão, no ramo norte – falha de Pena Suar e no ramo sul – falha de Seixinhos, que se terá desenvolvido no final da D2, após a instalação dos mantos a NW.

A quase ausência de dobras D1 e também D3 poderá estar relacionada, por um lado com o facto de esta área se posicionar na zona de transição do centro da estrutura em flor, para o segmento SW onde as dobras passam a apresentar vergências para SW e por outro lado por ser praticamente coincidente com a

anisotropia profunda que constitui a ZCDML (Mendes Victor et al., 1993; Llana-Fúnez & Marcos 1998; Dias 1998).

Este contexto contribui para que a partição da deformação transpressiva verificada já desde os estádios precoces se acentue com o processo de dobramento gerando novos planos de anisotropia (e.g. flancos e planos de clivagem bastante inclinados) susceptíveis de provocarem a concentração da componente de cisalhamento simples traduzida por valores de deslocamento significativos e forte estiramento bem patente na boudinagem dos níveis de quartzitos.

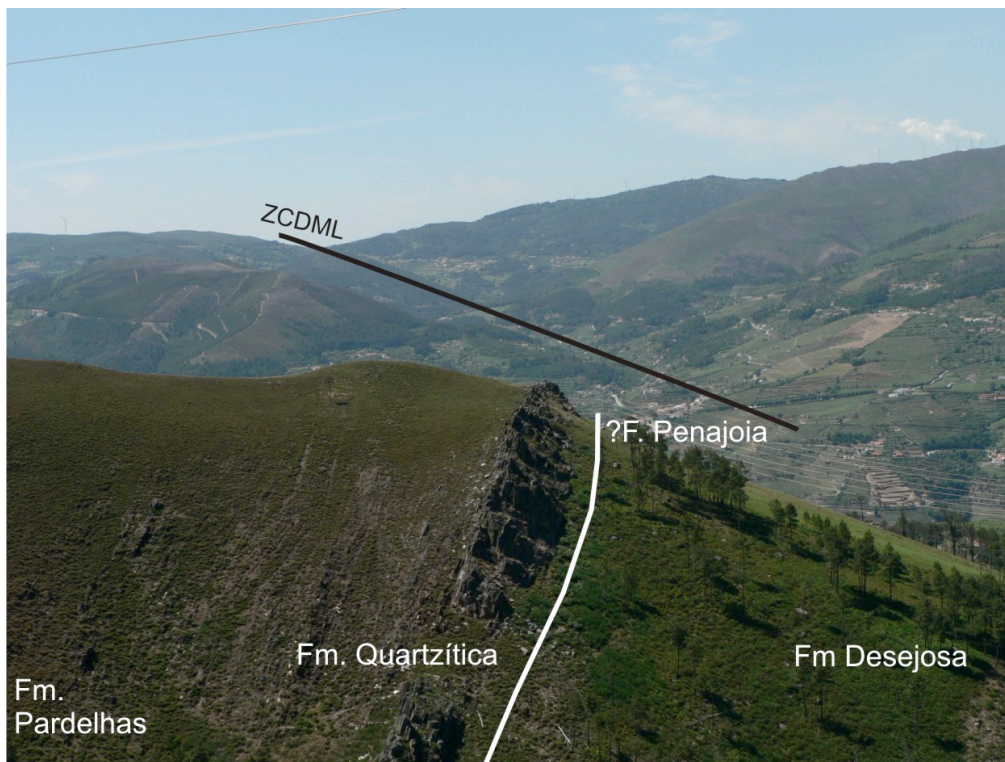


Fig.5.23. Aspecto da relação entre a ZCDML e as estruturas na região de Penajoia (sul do Douro) que pode ser observado na paragem 7.

Estruturas observadas:

As estruturas observadas na paragem 7 estão registadas na tabela 5.2.

Tabela 5.2. Dados estruturais registados na paragem 7.

Paragem 7	
Coordenadas UTM	N= 4553892 m E= 596155 m
Estratificação (S_0)	$S_0 = 310^\circ; 54^\circ S$
Foliação S_1 (?)	$S_{1?} = 287^\circ; 80^\circ S$
Foliação S_3 (?)	$S_{3?} = 270^\circ 89^\circ N$ com componente esquerda
Lineação medida no plano S_3 (?)	$L_? = 58^\circ; 306^\circ$
Boudins	Eixo de Boudin= $30^\circ; 325^\circ$ $L_? = 56^\circ; 295^\circ$



Fig.5.24. Aspecto do estiramento expresso pela *boudinagem* nos níveis quartzíticos (Penajoia), paragem 7

5.8. Paragem 8 (extra): Barragem de Vilar, Moimenta da Beira**P. Pimenta; N. Ferreira***Pontos de interesse da paragem*

- Estruturas magmáticas planares (orientação dos megacristais de feldspato potássico e da biotite; alinhamento do eixo maior dos encraves microgranulares máficos e metassedimentares;
- Fabric sem deformação dúctil;
- Relação entre as estruturas do maciço granítico e a deformação regional;

*Enquadramento geológico***1. Granito de Ucanha-Vilar**

O granito de **Ucanha-Vilar** caracteriza-se por ser um granito biotítico, com textura porfiróide e matriz de grão médio; os megacristais de feldspato potássico têm cerca de 5 a 6 cm segundo a sua dimensão máxima, podendo atingir cerca de 10 cm. No extremo NW da mancha o granito é mais leucocrata e apresenta alguma moscovite, facto que permite distinguir este granito do granito de Lamego. O granito contacta quase exclusivamente com granitos de duas micas, à excepção da zona NW e E do granito, onde contacta com metassedimentos do CXG, e a sul onde contacta com os granitos pós-F3. O granito ocorre em três manchas cartográficas (Fig. 5.25):

- 1) mancha de Ucanha, de forma alongada e situada entre a zona de Ucanha e de Moimenta da Beira, de direcção aproximadamente N120, com cerca de 15 km de comprimento por 5 km de largura na zona mais larga da mancha;
- 2) mancha de Vilar, situada na continuação para SE da mancha de Ucanha, de forma rectangular, e com de cerca de 8 Km de comprimento por 6 km de largura, de direcção N-S segundo o comprimento;
- 3) mancha de Sernancelhe, de reduzida dimensão, 3.5 km por 3 km, situada a sul da mancha de Vilar, na folha 14-D de Aguiar da Beira (Teixeira et al., 1972).

Observa-se nas várias manchas a ocorrência de bandas feldspáticas no granito, de dimensões métricas, e de encraves microgranulares máficos com cerca de 10 cm até 1.5 m, de forma arredondada a elipsoidal, sobretudo na mancha de Vilar. Nesta mancha ocorrem igualmente diques sin-plutónicos nestes granitos (observáveis na pedreira de Vilar) que apresentam orlas de arrefecimento e contactos lobados

evidenciando simultaneidade na instalação. Estes diques sin-plutónicos são geralmente sub-verticais, apresentam espessura decimétrica e exibem megacristsais de feldspato potássico a interceptar os contactos com o granito. No extremo SW (mancha de Vilar), o granito tem uma cor mais escura e os encraves são abundantes, enquanto no extremo NW (mancha de Ucanha) o granito revela uma cor mais clara, apresenta moscovite sendo os encraves microgranulares menos frequentes. É de referir que, comparativamente aos restantes granitos, o granito de Ucanha-Vilar apresenta maior abundância de encraves microgranulares máficos.

Verifica-se ainda, sobretudo no extremo NW do maciço, que o granito ocorre em associação com granitos de duas micas, com pequenas manchas de granito de duas micas a ocorrerem dentro do granito de Ucanha e vice-versa; os contactos entre os granitos são interdigitados, indicando simultaneidade na instalação.

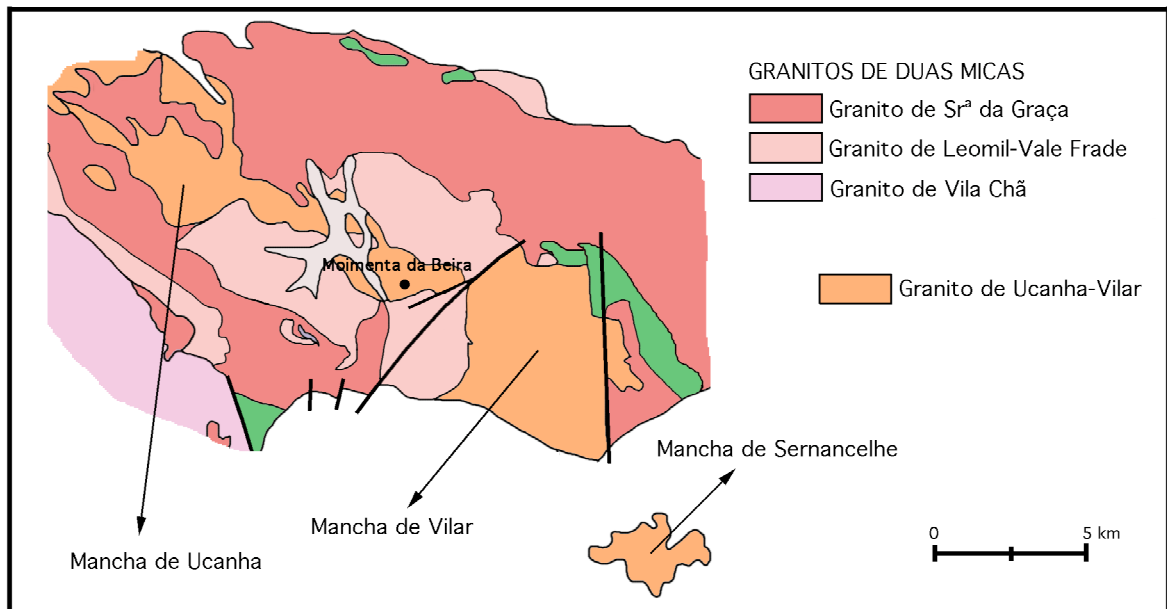


Figura 5.25 - Esboço geológica da região de Moimenta da Beira com destaque para o granito de Ucanha-Vilar e granitos de duas micas (Ferreira et al., 1987b, simplificado). Será conveniente acrescentar na legenda os metassedimentos (a verde) e o Granito de Caria fazendo o contacto sul com a mancha de Vilar.

O granito apresenta uma estruturação interna, predominantemente magmática, que lhe é dada pela orientação dos megacristsais de feldspato potássico e pela biotite da matriz, e ainda pelo paralelismo do eixo maior dos encraves microgranulares. A foliação do granito tem direcção sensivelmente N120 na mancha de Ucanha, mas na mancha de Vilar essa direcção é N-S. Alguns encraves revelam também uma foliação interna, conferida pela orientação da biotite, a qual é paralela à foliação do granito; na barragem de Vilar é possível observar bandas subverticais de encraves microgranulares com estruturas de fluxo magmático e com aspectos reaccionais nos

bordos, no contacto com o encaixante granítico. Observam-se ainda frequentes cisalhamentos N70° esquerdos, de âmbito regional, que afectam o granito, por vezes dando origem a corredores de deformação. Estão relacionados com a falha de direcção N70° que passa entre a mancha de Ucanha e a mancha de Vilar, a qual também afectou o granito quando este ainda não estava totalmente cristalizado, tendo induzido a rotação da foliação magmática no contacto granito-falha (ver Estrutura).

Associados espacialmente ao granito de Ucanha-Vilar ocorrem granitos de duas micas, que apresentam contactos magmáticos (ex.: contactos digitados) com o referido granito, indicando que se tratam de granitóides de instalação subcontemporânea. Observa-se ainda que no seio destes granitos de duas micas estão presentes pequenos corpos hectométricos de composição granodiorítica-quartzo monzodiorítica. Fácies equivalentes, genericamente referidas como tonalitos/granodioritos, encontram-se frequentemente associadas aos granitos de duas micas na região do Minho, sendo a sua origem atribuída a resíduos de fusão crustal, com restos de fusão incompleta de rochas ricas em cálcio (Ribeiro & Moreira 1986). Os granitos de duas micas apresentam variabilidade mineralógica, textural e granulométrica, sendo identificadas diferentes fácies que cartograficamente definem estruturas concordantes com as do encaixante metassedimentar, com orientação N120. Integrado neste conjunto, os granitos de duas micas que constituem o maciço de Penedono, caracterizam-se por ter uma forma alongada de direcção N120, com cerca de 35 km de comprimento.

2. Estrutura

Para verificar se a deformação dos maciços graníticos em estudo situados no sector sul do cisalhamento Vigo-Régua é idêntica à do maciço de Sameiro, realizou-se um estudo da fábrica dos megacristais de feldspato potássico no maciço de Ucanha-Vilar. Observa-se que na mancha de Ucanha a orientação preferencial de forma (OPF) dos megacristais de feldspato potássico é aproximadamente N120°, paralela às estruturas F3 do encaixante metassedimentar, enquanto na mancha de Vilar essa direcção é próxima de N-S (fig 2). A inclinação da OPF no maciço é relativamente acentuada e os pendores de sentido contrário são menos frequentes, o que, associado à reduzida ocorrência de painéis de metassedimentos no seio do maciço, indica que se está num nível estrutural mais profundo, não apresentando a disposição em forma de "dobra" que se verifica no maciço de Sameiro. Observa-se ainda uma variação na direcção da foliação dos megacristais de FK na zona norte da mancha de Vilar e no extremo SE da mancha de Ucanha, que é atribuída a um cisalhamento regional

esquerdo, dúctil, de direcção N70°, situado entre aquelas duas manchas do maciço. Na proximidade do cisalhamento observam-se estruturas S-C, com a direcção das superfícies S paralela aos planos C, e achatamento dos grãos de quartzo. Para além dos cisalhamentos de menor dimensão de direcção N70° que afectam o maciço de Ucanha-Vilar, também se observam cisalhamentos dúctil/frágeis, direitos, de direcção aproximadamente N-S.

Os diagramas de projecção estereográfica dos pólos das faces (010) dos megacristais de feldspato potássico obtidos para as várias estações de medição revelam a existência de fábricas de elevada simetria no maciço de Ucanha-Vilar, com máximos de densidade (D_M) entre 7 e 11% (Fig. 5.26). Aquele tipo de simetria indica que as estruturas magmáticas do maciço de Ucanha-Vilar adquiridas na fase de instalação são o resultado da deformação do magma por achatamento com uma reduzida componente rotacional. Este facto permite afirmar que a deformação do magma de Ucanha-Vilar é idêntica ao de Sameiro, o que valida o modelo de instalação e de deformação do magma proposto anteriormente para aquele maciço. Sugere ainda que o cisalhamento Vigo-Régua no seu extremo sul também não estaria activo durante a instalação do maciço de Ucanha-Vilar, sendo a sua estruturação magmática o resultado de um regime essencialmente compressivo durante a terceira fase da deformação hercínica, de direcção aproximadamente NNE-SSW. Contudo, durante a etapa final de instalação do maciço, existe um movimento cisalhante esquerdo de direcção N70°, o qual pode justificar a rotação das estruturas no extremo norte da mancha de Vilar e no extremo SE da mancha de Ucanha.

3. Granitos sin-D3 versus cisalhamento Malpica-Lamego

O estudo estrutural efectuado no granito de Sameiro e no granito de Ucanha-Vilar permite afirmar que os granitos associados espacialmente ao acidente Malpica-Lamego se instalaram na etapa inicial da terceira fase da deformação varisca, sendo como tal considerados como granitos sin-F3, o que está de acordo com a atribuição proposta por Ferreira et al. (1987a). Os dados estruturais indicam que a fábrica que os maciços apresentam resultaram da deformação do magma, essencialmente por achatamento. O tipo de deformação revela um regime tectónico fortemente compressivo com uma reduzida componente rotacional, a qual terá actuado na fase final de instalação dos magmas. Admitindo um regime transpressivo, a componente compressiva (sub)horizontal terá sido dominante, sem movimento significativo do cisalhamento Malpica-Lamego; o cisalhamento terá tido algum movimento, mas só no

final e após a instalação dos magmas, atendendo à existência de cisalhamentos dúcteis direitos de direcção N140.

As estruturas magmáticas, concordantes com as estruturas F3, foram adquiridas durante um regime tectónico essencialmente compressivo, de direcção aproximadamente NE-SW no sector mais norte do acidente (maciços de Refoios do Lima, Sameiro e Felgueiras) e NNE-SSW no sector mais sul do acidente (maciços de Lamego e Ucanha-Vilar). A ascensão do magma ter-se-à efectuado ao longo de fracturas com expansão lateral *in situ*, aproveitando o espaço criado: 1) pelas estruturas do encaixante metassedimentar devido à sua deformação pela F3 e 2) pela fracturação associada ao acidente Malpica-Lamego. O referido acidente pode ter desempenhado ainda um papel importante na fusão dos protólitos e na concentração e ascensão dos magmas.

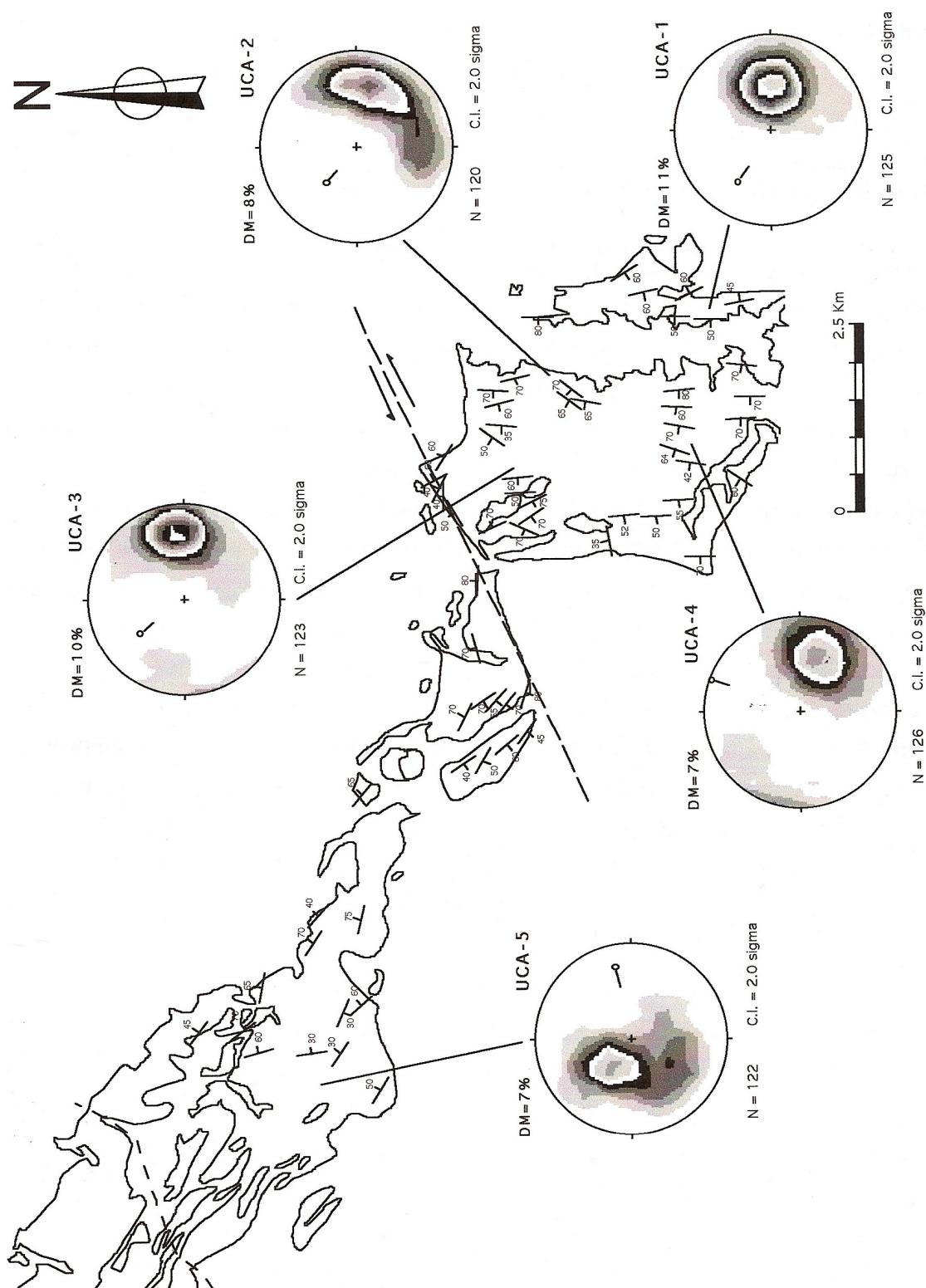


Figura 5.26 – Mapa esquemático do maciço de Ucanha-Vilar com a disposição da foliação magmética definida pelos megacrístais de feldspato potássico e com os estereogramas mostrando a distribuição dos pólos correspondentes aos planos (010) dos megacrístais medidos nas estações assinaladas. As projecções são contornos de Kamb (1959) e o valor DM corresponde à densidade máxima de distribuição.

5.9. Paragem 9 (extra): Minas de ouro, Penedono**Narciso Ferreira; Eurico Pereira; Paulo Castro; José Rodrigues***Stop key-points*

- The mineralization is mainly arsenopyrite in quartz veins, associated to second order shear zones related to the tip of the ZCDML, developed in the granites;
- The mineralization is controlled by ductile to brittle structures.

*Geographical setting***Introduction**

The gold mineralization at Penedono is spread by several mines and occurrences; we have selected three of them for our study, by their importance, and appropriate exposures of the outcrops.

Some of these mines have been object of mining concessions such as Dacotim and Stº António-Vieiros. The other area studied named Ferronha is a claim where some mining works for evaluation have been done in the past.

The area is located in the Central Iberian Zone (CIZ), Central Portugal, on the south margin of the Douro River in the Viseu District. The three groups of mines are disposed along an axis oriented NW-SE, spaced one each other about 5 Km (Fig. 5.27).

The area have been mapped on the 1/25.000 scale in order to establish the geological settings and the structural controls of the mineralized veins as well. The main geological features common to this group of mines can be listed as follows:

- The mineralization is intragranitic and occurs in two mica granites with an emplacement controlled by sin to late D₃ variscan phase;
- The mineralization is mainly arsenopyrite in quartz veins, associated to second order shear zones, developed in the granites;
- The quartz veins are deformed and exhibit "*en echelon*" pattern. It is possible to identify several generations of arsenopyrite associated to this deformation;
- A strong hydrothermal alteration is developed both in the contact of the veins, and in the neighbourhood of the mineralized areas;
- The mines and mineral occurrences are lined up on an axis striking N60W. This trend is parallel to the main elongation of the granitic massifs, and also to the major Malpica - Lamego shear zone.

Country metasediments belong to the Douro Group of Lower Cambrian age (Sousa, 1982). The variscan deformation phases identifiable regionally are D_1 and D_3 . D_1 is responsible by the regional structure of the metasediments, developing meso to macroscopic folds of sub-horizontal axis and an axial plane cleavage S_1 striking $N60^\circ W$. The D_3 phase folds are homoaxial with D_1 folds. A crenulation cleavage S_3 is well developed, also with recrystallization and orientation of biotite (Sousa, 1982).

The granitic massif that hosts the mineralization installs itself in the core of the D_3 antiform defined in the Cambrian metasediments, of the Douro Group. The internal structures defined in these granites such as orientation of the different facies mapped, and the internal granitic foliation are parallel to the D_3 structures.

Some K-Ar radiometric ages have been obtained for the different facies of this massif, giving ages ranging from 320 to 300 MA (Ferreira et al., 1987a), clearly in the limits of the age we expect for the sin to late D_3 variscan phase (Noronha et al., 1979; Dias & Ribeiro, 1995).

Geological setting

The gold mineralization at Penedono area is located in a wide band of variscan two mica granites installed in the major D_3 anticline Armamar-Meda-Escalhão. They present characteristics of peraluminous "S type" (Chappel & White, 1974), and occur as allochthonous and parautochthonous massifs, generated by crustal melting along big shear zones related with variscan D_3 (Ferreira et al., 1987b). It is possible to identify two different granitic massifs; Tabuaço and Penedono. They have typical internal structures and they are physically separated by stripes of Douro Group metasediments (Fig. 5.27a). The Tabuaço Massif has an elliptic shape with its major axis trending $N60^\circ W$. The deformation expressed by the orientation of the micas, is almost imperceptible, being only identifiable in some facies, and it is parallel to the elongation of the massif. All the facies are affected by ductile to brittle shear. The granites of Penedono Massif are strongly deformed with a very regular foliation, also $N60^\circ W$, parallel to the contacts between the different facies. Restites and schlieren are aligned in the same direction. These facts make us consider the Massif of Penedono relatively more *in situ* than the Tabuaço massif. This massif represents a greater displacement from their roots, being emplaced in an higher crustal level. This difference between the two massifs can also correspond to a slight difference in the age of intrusion. In fact, some K-Ar datation confirms an age for the Penedono Massif

of 320-315 m.y., clearly sin tectonics to D₃ and an age of 315-300 m.y. to the Tabuaço Massif, corresponding to a late-D₃ installation (Ferreira et al., 1987c).

The main granite facies in the area is the Sendim granite, a two mica medium grained (f= 2-3 mm) with foliation N60°W. In the area of the mine of Stº Antonio-Vieiros occurs the muscovitic coarse-grained Laboreira granite (size 4-5 mm). Monte Airoso granite with muscovite and tourmaline is strongly affected by shear.

The Paredes da Beira granite is muscovitic with rare biotite, locally silicified, and with phosphates (groups of triphillite-scorzalite), tourmaline and dispersed sulphides. In the Penedono area the contact of Paredes da Beira granite with the regional two mica granites is sharp and the granite is associated to several stocks and veins of aplites and pegmatites, frequently mineralized with Sn-W. Intruding the centre of the massif occurs a porphyritic granite with fine grain, biotite dominant, the Dacotim granite.

Ductil to brittle shear oriented around E-W, senestral, affect all the facies of these massifs. We consider these shear conjugated of the major shear Malpica - Lamego - Vilar Dam (Moimenta da Beira).

Geochemical and mineralogical approach

Detailed geochemical studies by Silva & Neiva (1990), indicates peraluminous affinities of these granites with a molecular ratio $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ ranging from 1.19 to 1.58, and normative corundum lesser than 3.14. In the same study, two trends were defined in the de La Roche (1964) diagrams, evidentiating fractionation and metasomatism. Trace elements indicate their collision and crust-dominated tendency. In the study (op. cit.) the authors concluded of the granite magmas were originated at about 700 °C and 4kbar, completely crystallized at 450 °C.

The mineralogy that represents the main evolution conducting to, and related, Au-mineralization, is summarized in Table 5.3. Earlier studies (Silva & Neiva, 1990, Sousa & Ramos, 1991) also present, more detailed, mineralogic studies.

After the magmatic stage, deuteric processes produced an initial sodium alteration, evidentiating with the albitization of plagioclase accompanied by the growth of white mica over the same plagioclase. Latter, potassic alteration is represented by the growth of microcline, both intergranular and as replacing albitized plagioclase. Deuteric alterations don't recover completely earlier mineralogy.

The hydrothermal stage is identified associated to and in mineralized veins. Greisenisation occurs in the contact vein/granite, and is responsible by lost of feldspars and an increasing in white mica.

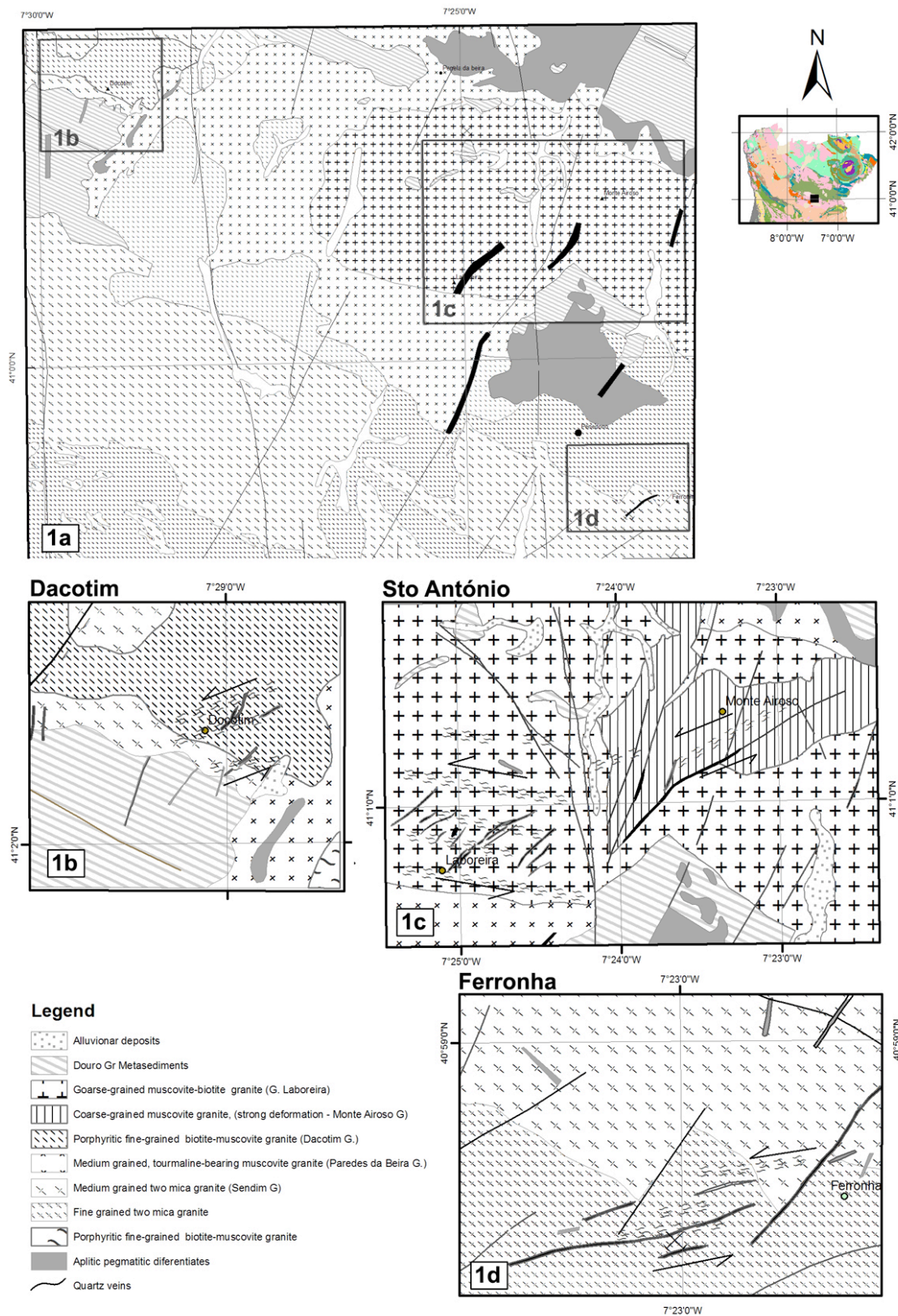


Figure 5.27 – a. Geological sketch map of Penedono mining area. Geological sketch maps of: b. Dacotim Mine, c. Sto António Mine and d. Ferronha Mine. Adapted from: Ferreira et al. (1987c). “Carta Geológica de Portugal, Folha 14-B (Moimenta da Beira) à escala 1:50000”.

Table 5.3 - Mineralogy conducting or related with Au-mineralization

	Magmatic stage	Deuteric stage	Hydrothermal stage	Supergenic stage
Plagioclase	_____	_____	_____	
Biotite	_____			
K - Feldspar	_____	_____	_____	
Quartz	_____		_____	
Sillimanite	_____			
Apatite	_____			
Muscovite	_____	_____	_____	
Chlorite			_____	
Turmaline			_____	
Arsenopyrite			_____	
Pyrite			_____	
Bismuth			_____	
Bismuthinite			_____	
Native Au / Electrum			_____	
Chalcopyrite			_____	
Covelite				_____
Kaolinite				_____

The hydrothermal stage is identified associated to and in mineralized veins. Greisenisation occurs in the contact vein/granite, and is responsible by lost of feldspars and an increasing in white mica.

Due to the strong deformation that affects the granites, quartz shows systematic undulating extinction, sometimes with mortar texture. Sillimanite occur as needle-like crystals, associated to the deformation. Plagioclase, originally with a composition about An₁₅₋₁₀. grades to albite, An₅. Biotite alters to white mica in the igneous stage, concomitant to the beginning of crystallization of muscovite, and to chlorite in the hydrothermal stage. Includes zircons and monazite that develops pleocroic halos. Microcline, when igneous, is perthitic; when associated to deuteric potassic alteration, replaces albite. This replacement don't affect plagioclase that was not completely affected by albitisation White micas occurs during the different stages, exhibiting different textures. Originally as subhedral slabs or replacing biotite, the muscovite crystallizes then, needle-like, along shear planes during the late magmatic stage, associated to local subgranulation. In the deuteric stages replaces albitised plagioclase along structural planes of it, along fractures of feldspars and as disseminated minute crystals bordering plagioclase. In the hydrothermal stage, white micas crystalize as minute crystals enclosing earlier muscovite in *greisen type* aggregates, associated or not to sulphides.

The presence of sulphides and other minor metallic minerals that accompanies Au-ore, characterize the mineralisation. Arsenopyrite (Apy) is the most common sulphide, with pyrite (Py) subordinated. Bismuth and bismuthinite, this one with a small Ag amount, occurs included in arsenopyrite. Chalcopyrite occurs lately to the Apy / Py ensemble. A first breccification of Apy is concomitant to a release of native bismuth. Native gold and/or electrum are introduced with an increment of Apy breccification. These breccification is accompanied by a generalized corrosion of the arsenopyrite. Nevertheless, in the mine of Stº António - Vieiros it is visible electrum in contact with automorphic, non corroded Apy, which contains bismuth included in the border of the grain. Arsenopyrite is unzoned or slight zoned under the scanning microscope, a fact that is confirmed by electron microprobe analyses.

Supergenic alteration induced the occurrence of argillaceous minerals of the kaolinite group. These kaolinites are intergranular, coating matrix minerals. Covellite which occurs bordering quartz in interstitial sulphides is not clearly related to chalcopyrite, a fact that lead us to consider the possibility of it's occurrence in the mineralization stage (even not associated to gold/electrum, these two minerals have the same textural position) and not only in the supergenic alteration stage.

Structural controls of mineralization

A major shear zone between Tomiño - Braga - Amarante and Moimenta da Beira controls the regional structures: 1) during the D₁ deformation event, its sinistral wrench component affects the variscan basement and are coeval with the formation of the Ibero-Armorican Arc (e.g. Dias, 1994), which trend is defined by regional folds of sub-horizontal axis and penetrative S₁ foliation that varies from slaty cleavage to schistosity with low or medium grade of metamorphism; 2) in the D₃ event, a dextral wrench deformation regime is coeval with the partial melting of crustal portions and produces non-coaxial deformation in the metasedimentary cover formations. "En echelon" folds with horizontal axis and sub vertical planes are generated, and forms variable angles relatively to the major shear, with an S₃ crenulation cleavage distributed in bands; 3) during D₄ event, the regional metamorphism decay imply a brittle dextral NW-SE displacement, conjugated of the NNE-SSW late variscan faults.

The three gold mines of the region: i) Vale de Peneda-Dacotim, ii) Laboreira-Stº António and iii) Ferronha, are structurally controlled by minor sinistral shear zones oriented E-W to ENE-WSW. These structures are interpreted as conjugated systems of the regional major subvertical shear lineament Tomiño - Braga - Amarante - Moimenta

da Beira, dextral during D_3 , oriented $N65^\circ W$, and located 10 km west of Penedono. The non-coaxial character of the induced shear deformation was put in evidence in other regions of the Iberian Massif (Berthé et al., 1979; Iglésias & Choucroune, 1980). In this region, this fact is evidenced by the continuous change of the angle between the strike of the folds and the major shear plane, which decreases as they approach each other.

Each shear set controlling the referred mines has a ductile-brittle behavior and they are responsible by a fracture system, following the classic experimental models of Tchalenko (1970), or models based in field observations (Gamond and Giraud, 1982). The deformation within these bands is polyphasic. We have established a coherent model consisting of three main phases of deformation (D_3 , D'_3 , D_4), which is consistent with the paragenetic analysis presented by Sousa & Ramos (1991). The amount of movement along the shear zones and their ductility as well increase towards NW. Each of the three mines represents a particular model of the same major process:

i) - Vale de Penela - Dacotim (Fig. 5.27b)

The intragranitic vein field is developed by a ductile shear zone with very close C and S subvertical planes (Fig. 5.27b), respectively oriented $N80^\circ E$ and $N(70-80^\circ)W$. The wrench ductile displacement (D_3) generated a tension gash system with an "en echelon" array (Fig. 5.28). Five of these gashes are the main veins, with metric width and hectometric extension and As-Au mineralization. The successive movements and correlative incremental deformation (D'_3) along the shear zone deflects the "T" gashes with a decreasing in the angle with the "C" planes. A system of secondary gashes R, R' and P, develops a slight opening and in spite of this large distribution in the area the mining potential is very limited (Fig. 5.28).

ii) - Laboreira - Stº António (Fig. 5.27c)

Stº António mine is located at Laboreira granite (Fig. 5.27c), within a sinistral E-W subvertical shear, with kilometric width and 4-5 km length. The shear is responsible by the opening of 13 traction gashes oriented $N45^\circ W$, and 0.5-1 m width where a first phase of quartz, arsenopyrite pyrrhotite and gold was emplaced.

The shear is, as we have already seen, a sinistral conjugate of the major dextral shear Tomiño - Moimenta da Beira. The movement along this last shear is more intense in D_3 . In consequence, the minor shear of Laboreira-Arcas is successively

reactivated with sinistral movement after the opening gashes and formation of minor fractures *Riedel* and also X-P fractures.

The progressive sinistral shear along the primary gashes in D₃, produces the fracturation of all the system, creating new secondary tension gashes as well as new *Riedel* systems, that can also be open (Fig. 5.28).

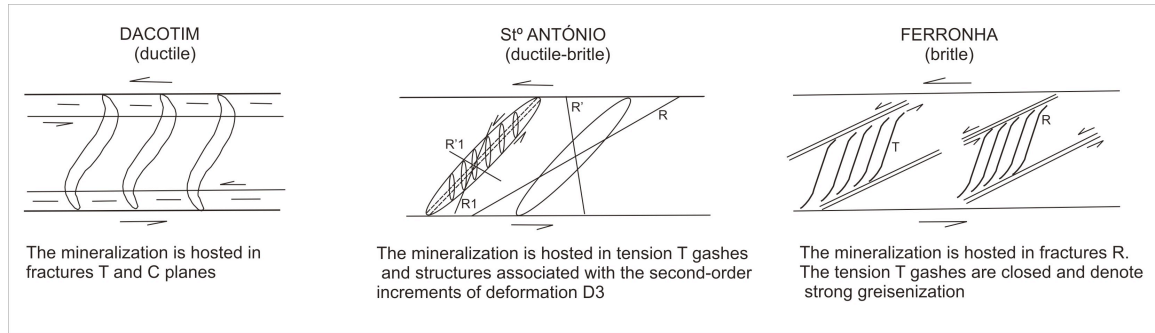


Figure 5.28 - Structural control of mineralization.

This kind of transitional ductile-brittle movement is well seen at Monte Airoso. Here the sinistral shears are oriented N55°E and occurs also the dextral conjugated N45°W (Fig. 5.27c). In a way, this corresponds to a late eastern extension of the Laboreira shear zone.

The ductile-brittle process induces a second phase of mineralization with the fracturation of the preliminary one and deposition of a second generation of quartz, gold, pyrite, wolframite and intense greisenisation.

A late variscan brittle phase (D₄) affects all the system. This last deformation phase is due to the rotation of the maximum stress σ_1 to approximately N-S, that creates sinistral transcurrent faults oriented N20°E, subvertical. The rotation of the σ_1 to N-S direction (Fig. 5.29) produces either reactivation of all preexisting fractures with sinistral movement when they are in the E quadrant, or dextral movement when situated in the W quadrant. Coevally the associated transcurrent faults produce the rotation of fault bounded blocks within the granitoids. This fact is emphasized in Monte Airoso by the general rotation of the granitoid foliation to W. This brittle movement fractures the former mineral phases followed by the deposition of bismutinite, bismouth, galena, electrum, sulfosalts and tellurides identified by Sousa & Ramos (1991) and confirmed by the present work.

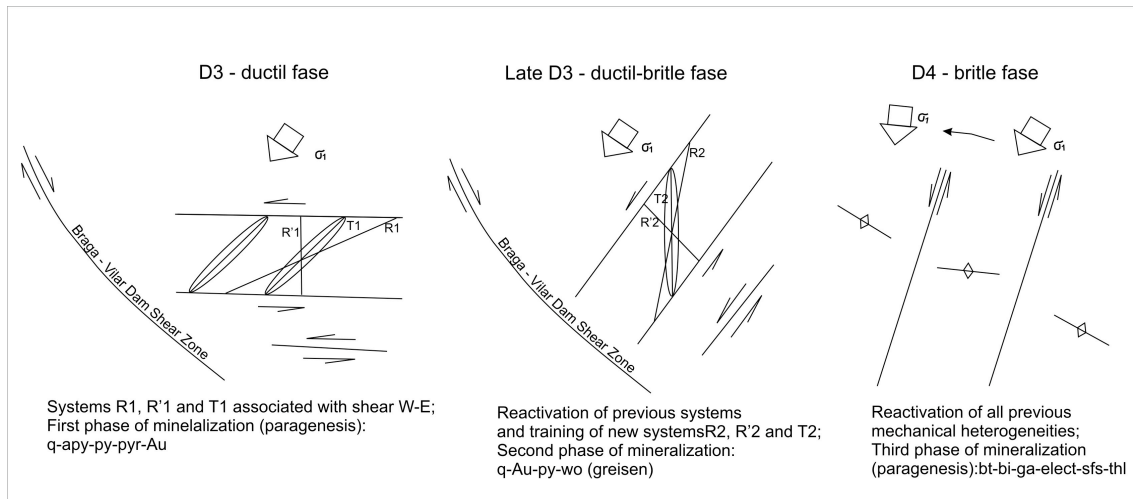


Figure 5.29 - Distribution of major mineral paragenesis in the different phases of variscan deformation.

iii) - Ferronha (Fig. 5.27d)

The vein field is located along the contact between two different granitic facies, one medium grained and the other fine grained both exhibiting strong moscovitization and turmalinization. The system of mineralized veins with W, As and Au, corresponds to four major *Riedel gashes* (R), with metric opening and kilometeric length (Fig. 5.27d). The shear responsible for the gashes is dominantly brittle, with C and S planes having angles with more than 30° (Fig. 5.28), producing a system of T fractures, almost closed, sometimes with a milimetric filling of quartz, with wolframite and arsenopyrite. The granite that contacts these gashes is strongly greisenized, occurring, by differential erosion, as small crests of greisen. They have an "en echelon" distribution, and they are located at the end of the R fractures, or in extensional zones between the gashes (Fig. 5.28). The successive movements react along the R gashes sub parallel to C planes producing the brecciation of the filling material and cementation by later hydrothermal phases.

Mining Information

The area has been exploited for gold since the Roman times. Roman mining works are still observable and consists in the exploitation of outcropping mineralized quartz veins and normally are not deeper than 30 meters.

In the forties a mining company named "*Companhia das minas de ouro de Penedono*" started the exploitation with underground mining works, till 1957, when the mine was closed. The main exploitation was done in the mine of Stº Antonio-Vieiros,

where a set of thirteen major veins oriented N40-50°W are located on a band of 800m wide (Fig. 5.27c, Fig. 5.28).

In the mines of Dacotim and Ferronha the mining works had smaller importance. Available data from that time, taken from official departments, indicate that the main production was obtained from 1954 to 1957 in the concession of Stº António-Vieiros, with 100 800 tons, with a medium content for Au of 7,0 g/ton (see Table 5.2).

Table 5.3 - Main extractive activity in Sto António mine.

Production, in tons and Au content					
	1953	1954	1955	1956	1957
Sto António - Vieiros	16	16.000; 7,0 g/ton	49.766; 7,0 g/ton	1.838; 6,0 g/ton 15.886; 7,0 g/ton	17.156; 6,0 g/ton

In the early eighties "*Caulinorte*" retook the mining works with sampling in the veins of the three mines. In 1986 a consulting company (Partex, *Companhia Portuguesa de Serviços*) produced a preliminary feasibility study of the gold mines of Penedono.

Conclusion

The mineralized region of Penedono split into three main mining areas, Dacotim, St. António and Ferronha. In these mines, the (Au-Ag) mineralization occurs intra peraluminous granites that occupy cores of D₃ variscan antiform. From the granites that host the mineralization have been mapped several facies with mineralogical composition, texture and grain size variable. All show hydrothermal alteration, characterized by albitization, muscovitization and tourmalinization phenomena, more or less intense.

Furthermore, the deformation affecting these granites is highlighted by a N 65_W subvertical foliation and by ductile and ductile-brittle shear zones structurally related to variscan D₃ and D₄ phases

In spite of all this evidence, research on the genesis of Au mineralization in large sectors of the Iberian Peninsula (Cathelineau et al., 1993), challenge the doctrine advocated by a number of writers, including: i) as the no direct subordination of the Au metallogeny to the model of shear zones (Bonnemaison and Marcoux, 1990); ii) the reallocation of the generalized concept of granitoids as mineralizing agents; iii) absence of lithologies specialized or preferential hubs, such as black shales; iv) and independence of the behavior of gold relative to other elements such as As, Ag and W.

Indeed, for these authors, the Au metallogeny in the NW Iberian land is based, essentially: in the reconstitution of the migration stages of the embedding metamorphic fluids; on chemical controls, pH / Eh and fluid composition derived from a pre-specialized crust in Au; or based on the mechanical heterogeneity of the rheological behavior of preliminar secondary shear zones, fractures and faults.

6. Referências

- Arenas, R., Rubio Pascual, F. J., Díaz García, F., Martínez-Catalán, J. R. (1995) – High-pressure micro-inclusions and development of an inverted metamorphic gradient in the Santiago Schists (Ordonos Complex, NW Iberian Massif, Spain): evidence of subduction and collisional decompression. *Journal of Metamorphic Geology* 13(2), 141.
- Berthé, D., Choukroune, P., Jégouzo, P. (1979) – Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journ. Struct. Geol.*, 1:31-42.
- Bonnemaison M., Marcoux E., (1990) – Auriferous mineralization in some shear-zones: a three-stage model of metallogenesis. *Min. Deposita*, 25: 96-104.
- Cathelineau, M., Boiron, M.C., Essarraj, S., Barakat, A., Garcia Palomero, F., Urbano, R., Toyos, J.M., Florido, P., Pereira, E.S., Meireles, C., Ferreira, N., Castro, P., Noronha, F.; Dória, A., Ribeiro, M.A.; Barriga, F., Mateus, A., Yardley, B.; Banks, D. (1993). Major Structural Factors of Au Concentrations In The Northwestern Iberian Massif (Spain-Portugal): A Multidisciplinary and Multiscale Study. In: Fenoll Hach-Ali, P.; Torres-Ruiz, J. & Gervilla, F. (eds.). *Current Research in Geology Applied to Ore Deposits. Procc. Second Biennial SGA Meeting. Univ. Granada. Spain.* pp. 613-616.
- Chappel, B., W., White, A. J. R. (1974) – Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, 8:173-4.
- Coke, C., (2000). *Evolução geodinâmica do ramo sul da Serra do Marão um caso de deformação progressiva em orógenos transpressivos*. Tese de doutoramento, Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro, 330 p.
- Coke, C., Dias, R., Ribeiro, A. (2000) – Malpica-Lamego shear zone: a major crustal discontinuity in the Iberian Variscan Fold Belt. *Basement Tectonic* 15, A Coruña, Spain, Program and Abstracts, 208-210.
- Coke, C., Dias, R., Ribeiro, A. (2003) – Partição da deformação varisca induzida por anisotropias do soco Precâmbrico: o exemplo da falha de Ferrarias na Serra do Marão. *Ciências da Terra (UNL)*, nº especial V CD-ROM, D21-D24.
- Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A.; Simões, P.P., Bertrand, J.M. (1998) - U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45: 349-369.
- Dias, R. (1998) – Estrutura varisca do autóctone do Terreno Ibérico português: uma herança precâmbrica. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, 85, 29-38.
- Dias, R. (1994) – Regimes de deformação no Autóctone da Zona Centro-Ibérica: importância para a compreensão do Arco Ibero-Armoricano. Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa.
- Dias, R., Ribeiro, A. (1995) – The Ibero-Armorican Arc: a collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246:113-128.
- Fernández, A., Laboue, M. (1983) – Développement de l'orientation préférentielle de marqueurs rigides lors d'une déformation par aplatissement de révolution. *Étude théorique et application aux structures de mise en place du granite de la Margeride au voisinage du bassin du Malzieu (Massif Central français)*. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XXV, 3: 327-334.
- Fernández, A. (1982) – Signification des symétries de fabrique monocliniques dans les roches magmatiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 294: 995-998.
- Ferreira N., Sousa M. B. (1994) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, Notícia Explicativa da folha 14-B Moimenta da Beira. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 53p.
- Ferreira N., Sousa M. B., Romão J. C. (1987c) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, folha 14-B Moimenta da Beira. *Serv. Geol. Portugal* Lisboa .
- Ferreira N.; Sousa B.; Macedo R. (1987a) – Cronostratigrafia dos Granitos da Região de Moimenta da Beira-Tabuaço-Penedono. *Memórias Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto. Memória nº 1*: 287-301.
- Ferreira, N., Iglésias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M. L. (1987b) – Granitóides da Zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: *libro Homenage a L. C. Garcia Figuerola. Geologia de los granitoides e rocas asociadas del Macizo Hesperico*, 37-52.
- Ferreira, N.; Dias, G.; Meireles, C. & Braga, M.A. (2000) – Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000, Notícia Explicativa da folha 5-D (Braga), *Instituto Geológico e Mineiro*, 68p.
- Ferreira, N.; Iglésias, M.; Noronha, F.; Pereira, E.; Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. (1987) - Granitóides

- da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: Bea F., Carnicero A., Gonzalo J.C. Lópes Plaza M., Rodriguez Alonso M.D. (Eds.) *Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Libro homenaje a L.C. Garcia de Figueirola, Ed. Rueda, Madrid, 37-51.
- Ferreira, N.; Iglésias, M.; Noronha, F.; Pereira, E.; Ribeiro, A. & Ribeiro, M.L. (1987) – Granitóides da Zona Centro-Ibérica e seu Enquadramento Geodinâmico, In: Bea et al. (eds.) *Geologia de los Granitoides e Rocas Asociadas Del Macizo Hespérico*. Ed Rueda. Madrid. pp 27-53.
- Gamond, J. F., Giraud, A. (1982) – Identification des zones de faille á l'aide des associations de fractures de second ordre. *Bull. Soc. Geol. France*, 24:755-762.
- Iglésias, M. I., Choucroune, P. (1980) – Shear zones in the Iberian Arc. *Journ. Struct. Geol.*, 2:63-68.
- La Roche H. de (1964) – Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. de la Terre*, Nancy, 9, 3, 293-337.
- Llana-Fúnez, S. & Marcos, A. (1998) – Malpica-Lamego Deformation Zone: a major crustal-scale shear zone in the Iberian Variscan Belt (Galicia, N Portugal). Abs. Vol. "Evolution of structures in deforming rocks". Canadian Tectonics Group. 18th Annual Meeting and Geol. Assoc. of Canada.
- Llana-Fúnez, S. & Marcos, A. (2001) – The Malpica-Lamego Line: a major crustal-scale shear zone in the Variscan belt of Iberia. *Journal of Structural Geology* 23(6-7), 1015-1030.
- Llana-Fúnez, S., Marcos, A. (2002) – Structural record during exhumation and emplacement of high-pressure-low- to intermediate-temperature rocks in the Malpica-Tui unit (Variscan Belt of Iberia). In: *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement* (edited by Martínez-Catalán, J. R., Hatcher, R. D., Arenas, R. & Díaz García, F.). Geological Society of America Special Paper 364, 125-142.
- Llana-Fúnez, S. (2001) – La Estructura de la Unidad de Malpica-Tui (Cordillera Varisca en Iberia). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Martínez-Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascal, F. J., Abati, J., Marquínez, J. (1996) – Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin; the basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics* 15(1), 106-121.
- Mendes Victor, L., Miranda, M., Matias, L. (1993) – Crustal Structure of western Iberia from geophysical studies. Publication Instituto Geográfico Nacional de España, Serie Monografia, 10, 179-196.
- Noronha, F., Ramos, J. M. F., Rebelo, J. M., Ribeiro, A., Ribeiro, M. L. (1979) – Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XXI:227-237.
- Pamplona, J., Rodrigues; B.C. (2010a) – Kinematic interpretation of shearband boudins: new parameters and ratios useful in HT simple shear zones. *Journal of Structural Geology* (submitted).
- Pamplona, J., Rodrigues; B.C. (2010b) – Shearband boudins in HT simple shear zones: almost "pure" foldind (in preparation).
- Pereira, E. (1987a) – Carta Geológica de Portugal na Escala 1:50 000 e Notícia Explicativa da Folha 10-A (Celorico de Basto), Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal, 56p.
- Pereira, E. (Coord) (2000) – Carta Geológica de Portugal na Escala 1:200000, Folha 2. Lisboa: Instituto Geológico e Mineiro de Portugal.
- Pereira, E. (coord.) (1989) - Carta geológica de Portugal à escala 1:200.000, Folha 1. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- Pereira, E., (1987). Estudo geológico estrutural da região de Celorico de Bastos e sua interpretação geodinâmica. Tese de doutoramento Fac. Ciências Univ. de Lisboa. 274 p.
- Pereira, E.; Ribeiro, A. & Meireles, C. (1993) - Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica, em Portugal. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 18: 89-119.
- Ribeiro M. L. e Moreira A. (1986) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 , Notícia Explicativa da folha 1-B Monção. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 46p.
- Rodriguez, J., 2005. Recristalización y Deformación de Litologías Supracorticales Sometidas a

- Metamorfismo de Alta Presión (Complexo de Malpica-Tuy, NO del Macizo Ibérico). Serie Nova Terra, Laboratorio Xeolóxico de Laxe 29, 572 pp.
- Silva, M.V., Neiva, A.M. (1990) – Geochemistry of the granites and their minerals from Paredes da Beira-Penedono, Northern Portugal. *Chem. Geol.*, 85, pp. 147-170.
- Simões, P.P. (2000) - Instalação, geocronologia e petrogénese de granitóides biotíticos hercínicos associados ao cisalhamento Vigo-Régua (ZCI, Norte de Portugal). Tese de doutoramento, Universidade do Minho, Braga, Portugal/Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, França, 351 p.
- Simões, P.P., Fernández, A., Dias, G. (2003) – Estruturas e regime de instalação do maciço granítico varisco sin-D3 de Sameiro (NW de Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, V: C83-86 (CD-ROM).
- Sousa, M. B. (1982) – Litoestratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico - Grupo do Douro (Nordeste de Portugal). Tese de doutoramento Universidade de Coimbra. 222 p.
- Sousa, M. B., Ramos, J. M. F. (1991) – Características geológico-estruturais e químico-mineralógicas das jazidas auríferas da região de Tabuaço (Viseu, Portugal). *Estudos Notas e Trabalhos, D.G.G.M.*, 33:71-96.
- Sousa, M.B. (1982) – Litoestratigrafia e Estrutura do Complexo Xisto-grauváquico ante-Ordovícico - Grupo do Douro (NW de Portugal). Tese de Doutoramento, Univ. Coimbra, 222 p.
- Tchalenko, J. S. (1970) – Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81:1625-1640.



APG

ASSOCIAÇÃO PORTUGUESA DE GEÓLOGOS